



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

HOJA A ESCALA 1:50.000

963 (13-39)

LORA DEL RÍO

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.)

J.L. MUÑOZ DEL REAL (*Inima*)

F. LEYVA (*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>
0.- <u>INTRODUCCIÓN</u>	1
1.- <u>ESTRATIGRAFÍA</u>	7
1.1.- <u>ZONA SURPORTUGUESA (Z.S.P.)</u>	8
1.1.1.- <u>ESQUISTOS NEGROS, CUARCITAS, CUARCITAS NEGRAS, MIGMATITAS Y METAGRAUVACAS. FM. EL RONQUILLO, LA MINILLA Y OTROS (3)</u>	8
1.1.2.- <u>PÉRMICO DE LA CUENCA DEL VIAR (4, 5, 6, 7 Y 8)</u>	10
1.1.3.- <u>ROCAS ÍGNEAS SURPORTUGUESA</u>	24
1.1.3.1.- <u>ROCAS BÁSICAS (Gabros-Dioritas) (1)</u>	24
1.1.3.2.- <u>GRANITOS, MONZOGRANITOS Y GRANODIORITAS (2)</u>	27
1.2.- <u>UNIDAD TECTÓNICA PULO DO LOBO</u>	31
1.2.1.- <u>INTRODUCCIÓN</u>	31
1.2.2.- <u>ESQUISTOS ANFIBÓLICOS Y ANFIBOLITAS DE GRANO MEDIO Y GRUESO. OFIOLITA BEJA-ACEBUCHES</u>	31
1.2.3.- <u>ESQUISTOS VERDES, ESQUISTOS NEGROS CON ANFIBOLITAS Y CUARCITAS BLANCAS (10)</u>	34
1.3.- <u>ZONA OSSA-MORENA</u>	36
1.3.1.- <u>CICLO HERCÍNICO</u>	39
1.3.1.1.- <u>SERIE DETRÍTICA SUPERIOR (16)</u>	40
1.3.1.2.- <u>PALEOZOICO DE LA UNIDAD DE LORA DEL RÍO</u>	42
1.3.1.3.- <u>CARBONÍFERO</u>	45
1.3.2.- <u>ROCAS ÍGNEAS</u>	48
1.3.2.1.- <u>ROCAS FILONIANAS</u>	49
1.3.2.2.- <u>ROCAS PLUTÓNICAS</u>	49
1.3.2.2.1.- <u>Granitoides anatéticos hercínicos</u>	49
1.3.3.- <u>METAMORFISMO</u>	50
1.3.3.1.- <u>INTRODUCCIÓN</u>	50
1.3.4.- <u>METAMORFISMO HERCÍNICO</u>	52

1.3.4.1.- METAMORFISMO HERCÍNICO DE LORA DEL RÍO	52
1.3.4.2.- PETROGRAFÍA	53
1.3.4.3.- TERMOBAROMETRÍA	56
1.3.4.4.- DATOS RADIOMÉTRICOS Y EDAD DEL METAMORFISMO	59
1.4.- Terciario	59
1.4.1.- <u>Neógeno</u>	59
1.4.1.1.- FACIES ROJAS. CONGLOMERADOS CON PAQUETES DE ARENAS Y ARENISCAS (18). MESSINIENSE	60
1.4.1.2.- FACIES DE BORDE. CONGLOMERADOS, ARENISCAS, ARENAS (19) Y CALIZAS (20). MESSINIENSE	62
1.4.1.3.- MARGAS ARENOSAS (21). MESSINIENSE.....	63
1.4.1.4.- MARGAS AZULES (22). MESSINIENSE	64
1.4.1.5.- ALTERNANCIA DE ARENISCAS Y MARGAS (23). MESSINIENSE.....	65
1.4.1.6.- CONGLOMERADOS, ARENAS Y LIMOS (24). PLIOCUATERNARIO ...	66
1.5.- Cuaternario	67
1.5.1.- <u>GRAVAS, ARENAS, ARCILLAS Y LIMOS. TERRAZAS (25,26,27). PLEIS- TOCENO</u>	68
1.5.2.- <u>CANTOS, ARENAS Y ARCILLAS. GLACIS (28). PLEISTOCENO</u>	69
1.5.3.- <u>ARENAS, GRAVAS Y LIMOS. CAUCES ABANDONADOS (29). HOLO- CENO</u>	70
1.5.4.- <u>LIMOS, ARENAS Y GRAVAS. LLANURAS DE INUNDACIÓN (30). HOLO- CENO</u>	70
1.5.5.- <u>GRAVAS, BLOQUES Y ARCILLAS. COLUVIONES (31). HOLOCENO</u>	71
1.5.6.- <u>GRAVAS, CANTOS, ARENAS Y ARCILLAS. CONO DE DEYECCIÓN (32). HOLOCENO</u>	72
1.5.7.- <u>GRAVAS, ARENAS, ARCILLAS Y LIMOS. ALUVIAL (33). HOLOCENO</u> .	73
2.- TECTÓNICA	74
2.1.- ZONA DE OSSA-MORENA	76
2.2.- ZONA SURPORTUGUESA	81
2.3.- FRACTURACIÓN TARDIHERCÍNICA DE LOS MATERIALES DEL ZÓCALO	83
2.3.1.- <u>DEFORMACIÓN DE LA CUENCA PÉRMICA DEL VIAR</u>	85

2.4.- TECTÓNICA RECIENTE	86
3.- <u>GEOLOGÍA ECONÓMICA</u>.....	88
3.1.- RECURSOS MINERALES.....	89
3.1.1.- <u>MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS</u>.....	89
3.1.2.- <u>MINERALES ENERGÉTICOS</u>.....	89
3.1.3.- <u>ROCAS INDUSTRIALES</u>.....	90
3.2.- HIDROGEOLOGÍA.....	91
3.2.1.- <u>CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS E HIDROLÓGICAS</u>.....	91
3.2.2.- <u>CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS</u>.....	92
3.2.2.1.- ACUÍFERO MIOCENO TRANSGRESIVO DE BASE (SISTEMA ACUÍFERO Nº 26).....	93
3.2.2.2.- ACUÍFEROS DE LA ZONA SEVILLA-CARMONA (SISTEMA ACUÍFERO Nº 28).....	94
4.- <u>BIBLIOGRAFÍA</u>.....	95

0.- INTRODUCCIÓN

La Hoja de Lora del Río (965) se sitúa en el límite de las estribaciones meridionales de Sierra Morena y la cuenca del Guadalquivir, dominando ampliamente los materiales del terciario marino y cuaternarios de esta cuenca sobre los Precámbricos-Paleozoicos, sólo aflorantes en su franja septentrional.

Se encuadra en su totalidad en la provincia de Sevilla, y en su ámbito los núcleos de poblaciones más importantes se ubican en la margen derecha del río Guadalquivir, justo en el contacto entre los materiales del Paleozoico y los del Terciario del Valle.

Los más importantes son las poblaciones de Lora del Río, Alcolea del Río, Villanueva del Río y Minas, Tocina, Los Rosales, Guadajoz y Cantillana.

El paisaje del sector septentrional es suavemente alomado con cotas que no exceden los 200 m de altitud, en tanto que el resto de la Hoja se corresponde con la llanura neógena.

Los ríos drenan el área septentrional en sentido norte-sur, siendo los más importantes el río Viar y la Rivera del Huéznar, afluentes del Guadalquivir por su margen derecha. El río Guadalquivir discurre por la parte central de la Hoja, en sentido este-oeste, con grandes meandros, especialmente entre Alcolea y Cantillana. Por su margen izquierda recibe al río Corbones que drena los neógenos pliocuaternarios meridionales.

Las actividades productivas se centran en la explotación de los recursos materiales. En este caso es la agricultura del valle, muy diversificada (cítricos, algodón, maíz, remolacha, tabaco, espárragos, etc.) y de alto valor añadido, la principal actividad productiva.

El crío de cerdos de bellota y la ganadería brava, son igualmente actividades no desdeñables en los sectores septentrionales, así como alguna mancha de olivar dedicado principalmente al verdeo.

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 se encuentra en el ámbito de esta Hoja, y en las canteras de las calizas cámbricas situadas al noreste de Villanueva del Río y Minas, con las que se abastecía la fábrica de cemento del Corbonal. Ambas industrias se encuentran actualmente inactivas.

Geológicamente la Hoja de Lora del Río (963) 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 (N GLER, 1990; SCH FER, 1990; DALLMEYER & QUESADA, 1992; SCH FER *et al.* 1993; OCHSNER, 1993; ORD NEZ *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.

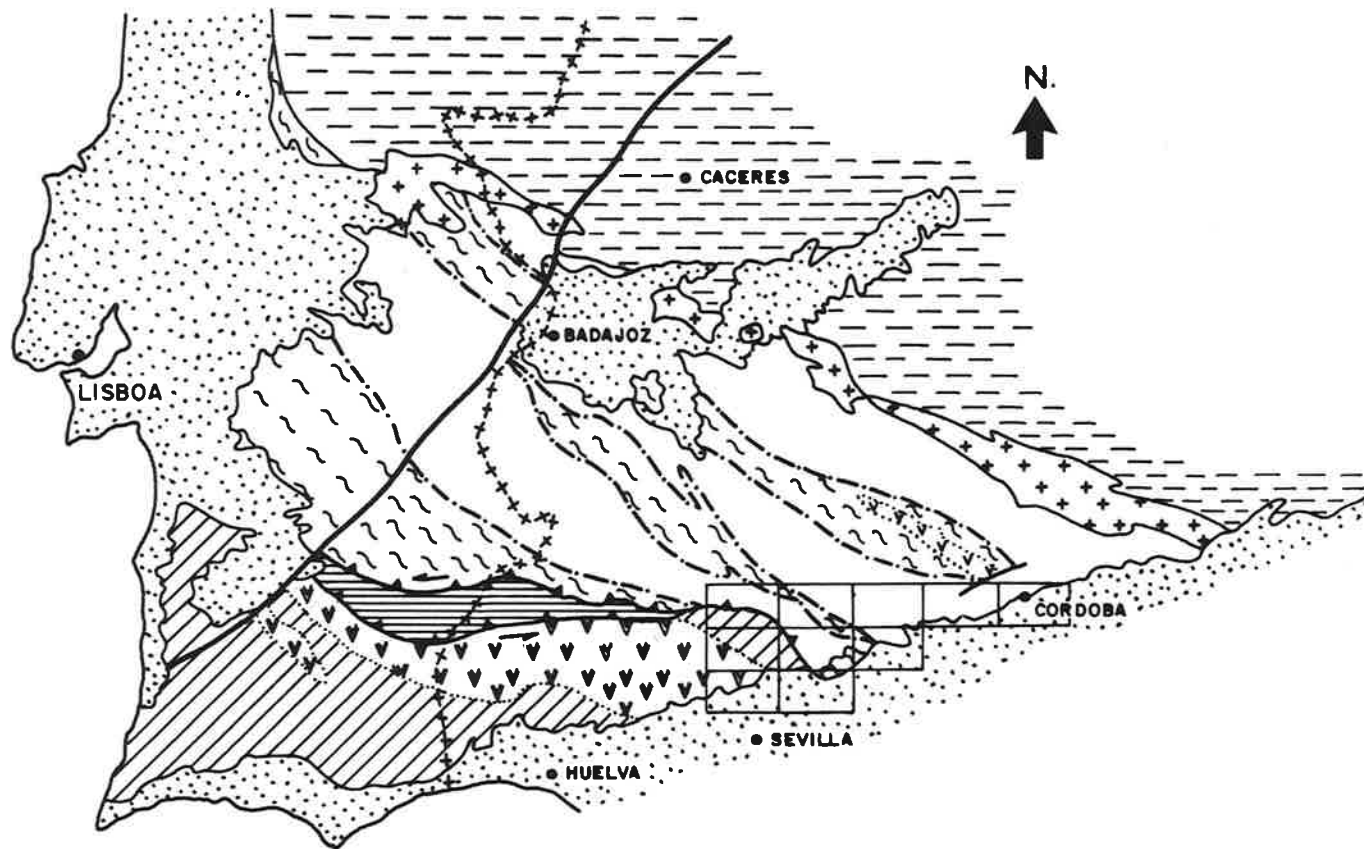
Otro tema que es objeto de investigación actualmente, es el límite de la Z.O.M. y la Z.S.P., especialmente en su significado dentro de la evolución tectónica durante el ciclo hercínico del Macizo Ibérico.

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 la Islas Británicas y Armórica (D´LEMONS *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 la 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 metamórficas
-  Batolito de los Pedroches
-  ZONA CENTRO IBERICA

Fig.- 1.- Area del Proyecto

1.- ESTRATIGRAFÍA

1.1.- ZONA SURPORTUGUESA (Z.S.P.)

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 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 volcanosedimentaria que contiene numerosos indicios de sulfuro masivos. Discordantemente 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 afloran de forma muy reducida, los materiales del sustrato, las plutónicas del Batolito de la Sierra Norte (B.S.N.) y las series de la Cuenca del Viar.

1.1.1.- ESQUISTOS NEGROS, CUARCITAS, CUARCITAS NEGRAS, MIGMATITAS Y METAGRAUVACAS. FM. EL RONQUILLO, LA MINILLA Y OTROS (3)

Estos materiales metamórficos afloran al Oeste de la Hoja, en un pequeño afloramiento intruido por las rocas plutónicas del Batolito de la Sierra Norte (B.S.N.)

En campo suelen presentar un color oscuro a negro para aquellas zonas donde predominan las pizarras, y tonos más claros para zonas con mayor contenido en cuarcitas, así como aquellas con un alto grado metamórfico. Se trata de una secuencia pelítica muy tectonizada, que consiste en pizarras negras-grises, cuarcitas negras y lentejones de lidita. En la antigua carretera N-630, a la altura del embalse de La Minilla, se observan niveles carbonatados dolomíticos-ankerfíticos.

El metamorfismo regional que afecta a estas rocas es muy variable, desde la zona de la clorita hasta la zona de la sillimanita. Sobre este metamorfismo se desarrolla otro de contacto producido por la intrusión de los granitoides pertenecientes al batolito de la Sierra Norte, (B.S.N.), desarrollándose andalucita y cordierita, principalmente.

La fábrica principal que se reconoce en los afloramientos es un bandeo tectónico (S_2), fácilmente observable a escala de afloramiento, muchas veces está marcado por cuarzos de exhudación. Esta fábrica implica una superposición de deformaciones en las que la principal, o más evidentes en el campo, se superpone sobre un plegamiento con esquistosidad previa. El metamorfismo de contacto, mencionado anteriormente, se desarrolla sobre la S_2 y a su vez los blastos de and+cord. están afectados por una crenulación (S_3).

Los rasgos tectonosedimentarios que se observan en estos materiales, permiten atribuirlo a un sustrato predevónico, lo que debe reseñarse ya que esto es de gran interés, puesto que no se han citado en la bibliografía materiales predevónicos en la Faja Pirítica Ibérica.

Las características litológicas y las deformaciones que estructuran a estas rocas, son similares a las que presentan los materiales de la Serie Negra y afines. La correlación de estos materiales con los afloramientos en el sustrato precámbrico de la Z.O.M, teniendo en cuenta que en el contexto tectónico, la Z.S.P. se considera una placa tectónica diferente. Esta correlación debe tomarse con las mayores reservas, en razón de la escasa extensión del afloramiento que se describe.

1.1.2.- PÉRMICO DE LA CUENCA DEL VIAR (4, 5, 6, 7 Y 8)

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., 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 en 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) asigna una edad Autuniense para las diferentes unidades litológicas que describe y BROUTIN *et al.* (1992) en su trabajo de síntesis les data con 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.

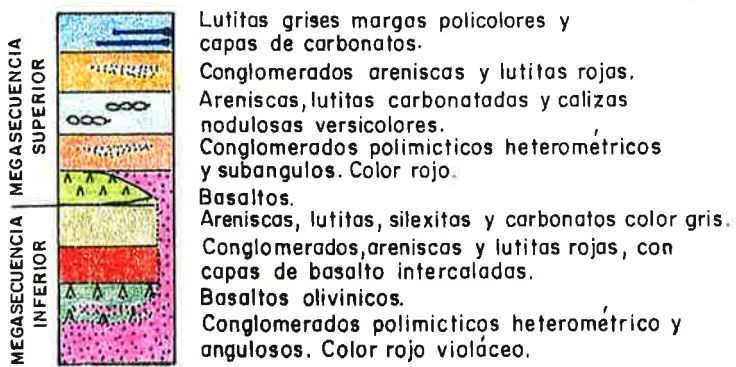
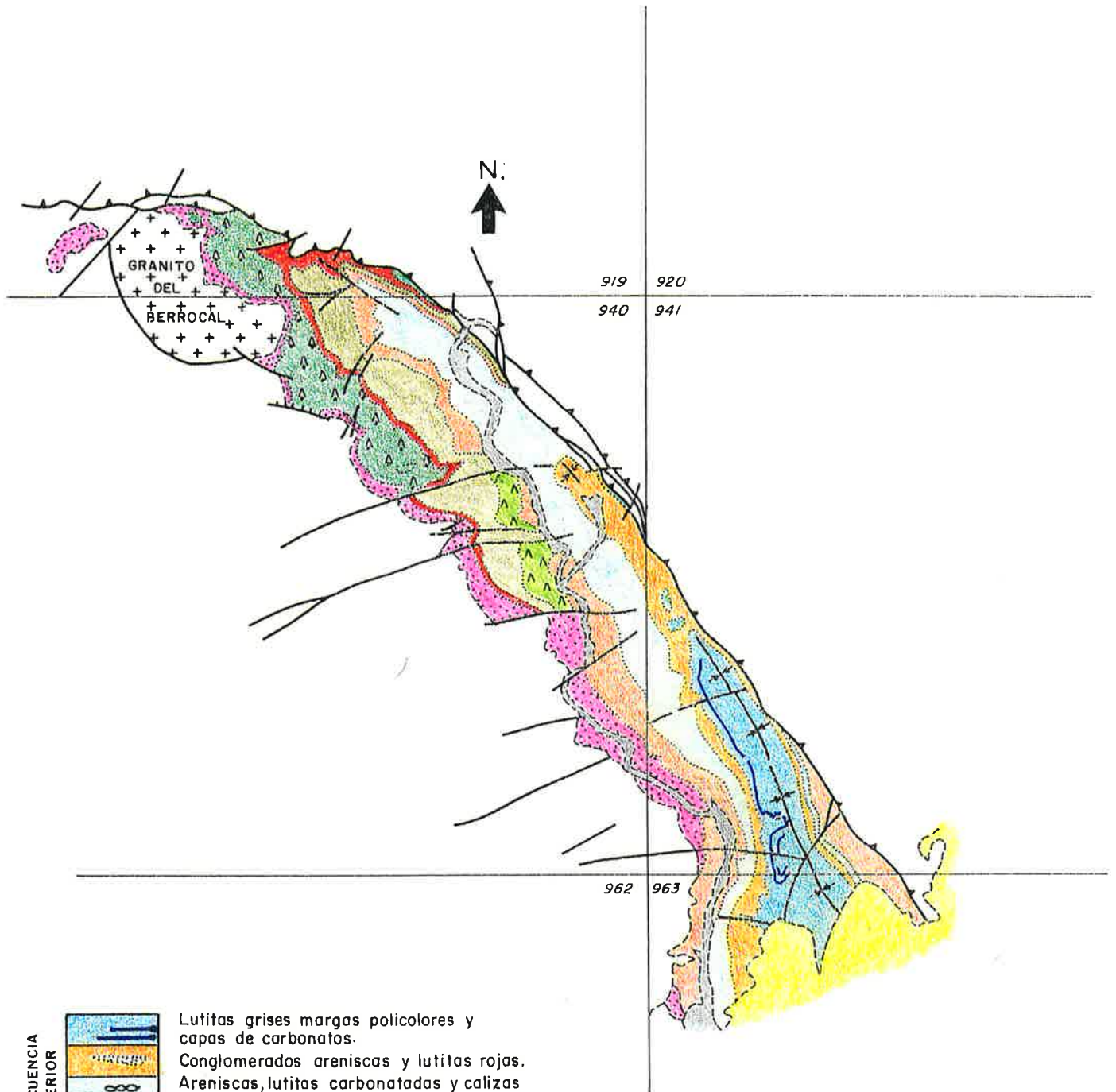
Esta cuenca aflora parcialmente en las Hojas de Almadén de la Plata (919), Castilblanco de los Arroyos (940), Ventas Quemadas (941).

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 afloramiento 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. (15). Este tramo muestra unas capas inferiores con abundante matriz lutítico-arenosa, una heterometría muy marcada con bloques de hasta 1 m³ en el vér-



CUENCA DEL VIAR

Fig.- 2

vértice NO de la cuenca y un redondeamiento que va de anguloso para el centil a subredondeado para la primera moda.

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 G.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 arrancados 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 B.S.N. y porcentajes

minoritarios de esquistos negros del predevónico de la F.P. 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.

Por encima 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 y ausencia de niveles con "pillow-lavas". El color negro a gris verdoso. La textura predominante es la microporfídica 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 la define como basaltos olivínicos con textura microporfídica 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-sílice que normalmente dan un resalte cartografiado 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., parecen 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 cola 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 dificultoso encontrar su ubicación y de las capas explotadas sólo en superficie afloran unas hiladas centimétricas (2 a 3 cm) sobre C.V. con 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 inferior, 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., *Protohaploxylinus* 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, al conjunto de las capas grises se le atribuye una edad Autuniense.

Dadas las características litoestratigráficas y sedimentológicas expuestas, 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 datadas como tardiorogénicas (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.

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 concéntricos cuya extensión cartográfica es mucho menor que los basaltos inferiores, localizado en dos sectores nororientales de la Hoja de Castilblanco de los Arroyos (19). 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 que se 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 color 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 pterolíticas 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 en composición a sublitarenitas y/o subarcosas, dependiendo de los sectores.

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 caracterizado 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 intercaladas 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, así como las cuñas heterolíticas son de escasa continuidad lateral.

De esta forma, la megasecuencia superior se estructura en dos secuencias granodecrecientes con un término inferior conglomerático en el que se caracterizan depósitos de relleno de canales fluviales posiblemente en 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, fueran 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 que 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 Polo do Lobo y de la Z.O.M.

1.1.3.- ROCAS ÍGNEAS SURPORTUGUESA

1.1.3.1.- ROCAS BÁSICAS (Gabros-Dioritas) (1)

Estas rocas afloran en la esquina NO de la Hoja y constituyen el afloramiento más oriental de rocas básicas pertenecientes al Batolito de la Sierra Norte de Servilla (B.S.N.S.), y pertenece a una gran masa de rocas básicas que forman una alineación NO-SE a E-O.

Su contacto N es intrusivo con el grupo de granito-monzogranito-granodiorita (2). El contacto E se encuentra recubierto por materiales pérmicos y, hacia el S, muestra un contacto intrusivo sobre materiales metamórficos formados por esquistos negros, cuarcitas y metagrauvas (3).

A escala de afloramiento las características que pueden observarse son: textura hipidiomorfa, con un tamaño de grano medio, aunque esta característica es muy variable, encontrándose afloramientos con un tamaño de grano medio-fino hasta muy grueso, siendo los contactos graduales o bien netos. En muestra de mano, se observa que la roca está compuesta por plagioclasa más anfíbol, ambos con hábito hipidiomorfo. La roca en fresco muestra un color gris-azulado, y cuando se altera da lugar a la formación de un suelo de color rojo.

Cuando la roca muestra un tamaño de grano medio-fino, ésta tiene textura porfídica, debido a cristales de plagioclasa idiomorfos, con un tamaño de 5-10 mm.

Petrografía

Las texturas que se observan son halocristalinas, inequigranular de grano medio-fino a muy grueso, hipidiomorfo y subofítica. Dentro de los afloramientos de grano grueso a muy grueso muestra textura ofítica. Cuando la roca tiene un tamaño de grano medio-fino se observa una textura microporfídica, marcada por la presencia de fenocristales de plagioclasa.

Los minerales principales son plagioclasa, anfíbol, piroxeno y biotita. Dentro de los minerales accesorios se encuentran opacos (magnetita, ilmenita, pirita), apatito acicular, cuarzo, epidota-zoisita. Como

minerales secundarios hay anfíbol actinolítico, clorita, sericita, epidota, zoisita-clinozoisita, esfena, calcita.

La plagioclasa se presenta en cristales de hábito subhedral a euhedral, con macla polisintética y zonación concéntrica. La composición suele ser en la parte central de labradorita y hacia los bordes de oligoclasa. En general, suelen tener bordes anhedrales de composición más albitica.

En aquellas muestras en las que se puede observar mejor el proceso de retrometamorfismo, la composición de la plagioclasa es más albitica, formándose como subproducto de dicho proceso minerales del grupo de la epidota (epidota, zoisita-clinozoisita), los cuales tienen hábito anedral a subhedral.

El anfíbol primario es hornblenda. Tiene hábito anedral a euhedral, con un pleocronismo que varía de marrón a verde hacia amarillo claro a incoloro. En su interior pueden observarse restos de clinopiroxeno. Engloba a cristales de plagioclasa, desarrollando la textura ofítica-subofítica.

El piroxeno es diópsido-augita. Muestra hábito subhedral-euhedral, no presenta pleocroismo. Puede observarse en cristales aislados o bien como restos dentro del anfíbol hornblenda. Muestra procesos de alteración (uralitización) hacia un anfíbol fibroso, perteneciente al grupo actinolita-tremolita más minerales opacos, que desarrollan una textura espinifex; situándose los cristales según los planos de exfoliación del anfíbol.

La biotita se presenta sólo en aquellas rocas de composición más tonalítica, muestra hábito subhedral, con pleocroismo que varía de marrón-rojizo a pardo amarillento.

Como minerales accesorios más característicos, se encuentran aquellos que pertenecen al grupo de la epidota (epidota, zoisita, clinozoisita), tienen hábito subhedral.

1.1.3.2.- GRANITOS, MONZOGRANITOS Y GRANODIORITAS (2)

Estos granitoides afloran en la esquina NO de la Hoja y es la parte más oriental de la alineación NO-SE formado por este grupo de granitoides, y que aflora principalmente en la Hoja de Castilblanco de los Arroyos (940).

Dentro de este grupo de granitoides se observa una variabilidad de las características 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 muestran una orla (\cong 2 mm) de feldespato, donde se desarrolla la textura micrográfica o granofírica.

Petrografía

Las texturas que se observan son holocristalina, inequigranular de grano medio a grueso (microporfídico). La textura microporfídica viene marcada por la presencia de microfenocristales de cuarzo y de plagioclasa. Los minerales principales son cuarzo, plagioclasa, biotita, anfíbol y feldespatos 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 y minerales opacos (ilmenita).

Dentro de la mesostasis que forman estas rocas suelen existir texturas afaníticas recristalizadas o bien texturas granofíricas de grano fino, formadas por intercrecimientos de cuarzo y plagioclasa albitica, 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-granofíricos. 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 pueden llegar a tener 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 oscilar desde formas 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 divisa 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 que aparezcan texturas granofricas de intercrecimiento de cuarzo y plagioclasa. Este tipo de granitoide puede contemplarse hacia el NO 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

Los límites Norte y Sur de estos materiales lo constituyen importantes bandas de cizalla con buzamiento al N-NE, y juego izquierdo con salto en dirección superpuesto al cabalgamiento hacia el S-SO, MUNHÁ (1989), CRESPO-BLANC (1989), FONSECA (1990).

Presentan una secuencia estratigráfica telescopada similar a la de la litosfera oceánica actual. MUNHÁ *et al.* (1980), QUESADA *et al.* (1991).

En la Hoja de Almadén de la Plata (919) se diferencian dos unidades de Sur a Norte:

1. Sobre la banda cizalla frágil-dúctil que separa los metasedimentos del Pulo do Lobo, se tiene una banda de aproximadamente 200 m donde afloran esquistos negros y verdes con una foliación muy penetrativa subparalela al límite mecánico meridional. En estas rocas se intercalan cuerpos métricos con aspecto de silexitas negras y lentejones decamétricos y con menor deformación de metadoleritas y metabasitas con rasgos preservados de su textura original. El techo cartográfico de esta unidad está constituido por metasedimentos de grano fino a muy fino de color grisáceo, muy deformados.
2. Sobre esta unidad se sitúa una banda con anchura variable entre 200 a 600 m, constituida por anfibolitas de grano medio y grueso (12), a veces con bandeado en claro y oscuro (plagioclasa y anfíbol dominante, respectivamente), en las que intercalan diopsiditas y serpentinitas hacia la zona de cizalla del límite septentrional.

En la Hoja de Lora del Río, la cantera situada al Norte de Villanueva del Río y Minas, ofrece la posibilidad de observar unas rocas básicas (9) 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 euhedral 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 y metamorfismo 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.

Los datos geoquímicos, en particular la identificación de características ofiolíticas y su correlación con toleitas (CRESPO BLANC, *et al.* 1992), han permitido a estos autores definir rasgos oceánicos para esta formación y suponer que se trata de un resto de corteza oceánica.

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.

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 (10)

Entre las dos estructuras de cabalgamiento, con dirección N160°E y vergencia Sur, ubicadas en el sector noroccidental de Lora del Rio y que se extienden desde Almadén de la Plata al Oeste, hasta el Río Viar al Este, afloran un conjunto de metasedimentos en los que se alternan metapelitas con metaareniscas, 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 metaareniscas 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 esta Hoja, el afloramiento de los materiales asignados a la unidad tectónica del Pulo do Lobo, es tan reducido que su descripción se hace en relación con los afloramientos de Ventas Quemadas y 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.

El tramo cuarcítico, con espesor de 30 a 35 m, se muestra 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 (C.B.B.C.) 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 antiforame 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 C.B.B.C., 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 C.B.B.C., 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 volcanosedimentario 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 del Proyecto, el Precámbrico aflora en la terminación meridional de la antiforma de Monesterio en la Hoja de Almadén de la Plata (919), en la prolongación de esta estructura en el sur y el norte de las Hojas de

Constantina (920) y Ventas Quemadas (941) respectivamente, en el sector meridional de la Hoja de Córdoba (923) 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 antiformal 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.

De todo el registro sedimentario anteriormente resñado, en la Hoja de Lora del Río sólo afloran los metasedimentos del borde meridional del domo de Lora, y las series de la Cuenca Carbonífera de Villanueva del Río y Minas, que se describen a continuación.

1.3.1.- 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.

1.3.1.1.- SERIE DETRÍTICA SUPERIOR (16)

Al Sur del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio, y regionalmente 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, 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 albítica (<1 mm) en una matriz de

clorita, esfena, calcita y opacos. Contienen abundantes vacuolas rellenas de clorita, calcita o cuarzo.

Por encima del nivel volcánico basal aflora una alternancia de bancos decimétricos de arcosas con lechos pizarrosos de menor espesor. 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. 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 el sector centro-norte al Oeste del 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. 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.

1.3.1.2.- 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 (14 y 15). 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 (13). 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 estratigráfico, así como evidencias de tipo estructural permiten considerarlo equivalente a la secuencia, al menos, del Cámbrico inferior.

1.3.1.3.- CARBONÍFERO

CUENCA CARBONÍFERA DE VILLANUEVA DEL RÍO Y MINAS (17)

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) (17).

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 liditas). 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 multisequencial 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 (1983) y COQUEL (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.

1.3.2.- 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.

1.3.2.1.- ROCAS FILONIANAS

Diabasas (11)

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.

1.3.2.2.- ROCAS PLUTÓNICAS

1.3.2.2.1.- 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 (N.M.L.R.). 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.

Por el mismo motivo y para simplificar la memoria, la descripción de los granitoides anatéticos se hace conjuntamente con los metasedimentos en el capítulo de Metamorfismo que sigue a continuación.

1.3.3.- METAMORFISMO

1.3.3.1.- 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 (Figura 3).

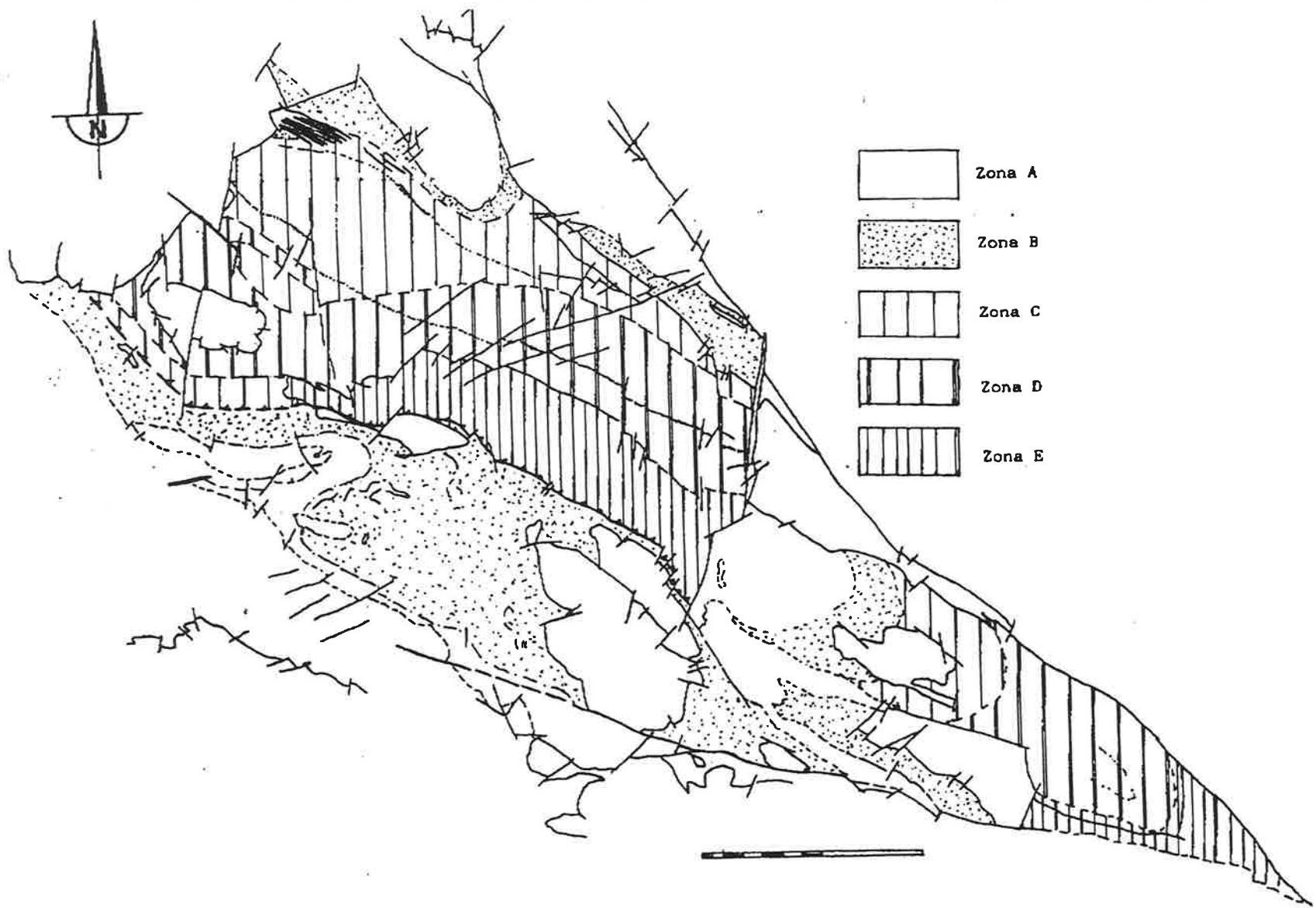


Figura 3.- Esquema de las distintas zonas metamórficas reconocidas en el área centro meridional de la Antiforma de Olivenza-Monesterio. EQUILUZ (1988).

1.3.4.- 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 volcanitas 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; CRESPO, 1991). Finalmente podría incluirse aquí las aureolas de metamorfismo de contacto asociadas a las intrusiones graníticas hercínicas.

1.3.4.1.- METAMORFISMO HERCÍNICO DE LORA DEL RÍO

La presencia en el sector del N.M.L.R. de tres niveles estructurales diferentes, bloque superior (unidad de los Miradores), bloque intermedio (serie del Huéznar) y bloque inferior, 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 N.M.L.R., 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 N.M.L.R. 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).

1.3.4.2.- 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 Moscovita y aumento de Biotita hacia la zona de detachment y la presencia de Sillimanita 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 N.M.L.R. 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 Biotita, 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 4).

1.3.4.3.- 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 N.M.L.R. 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.

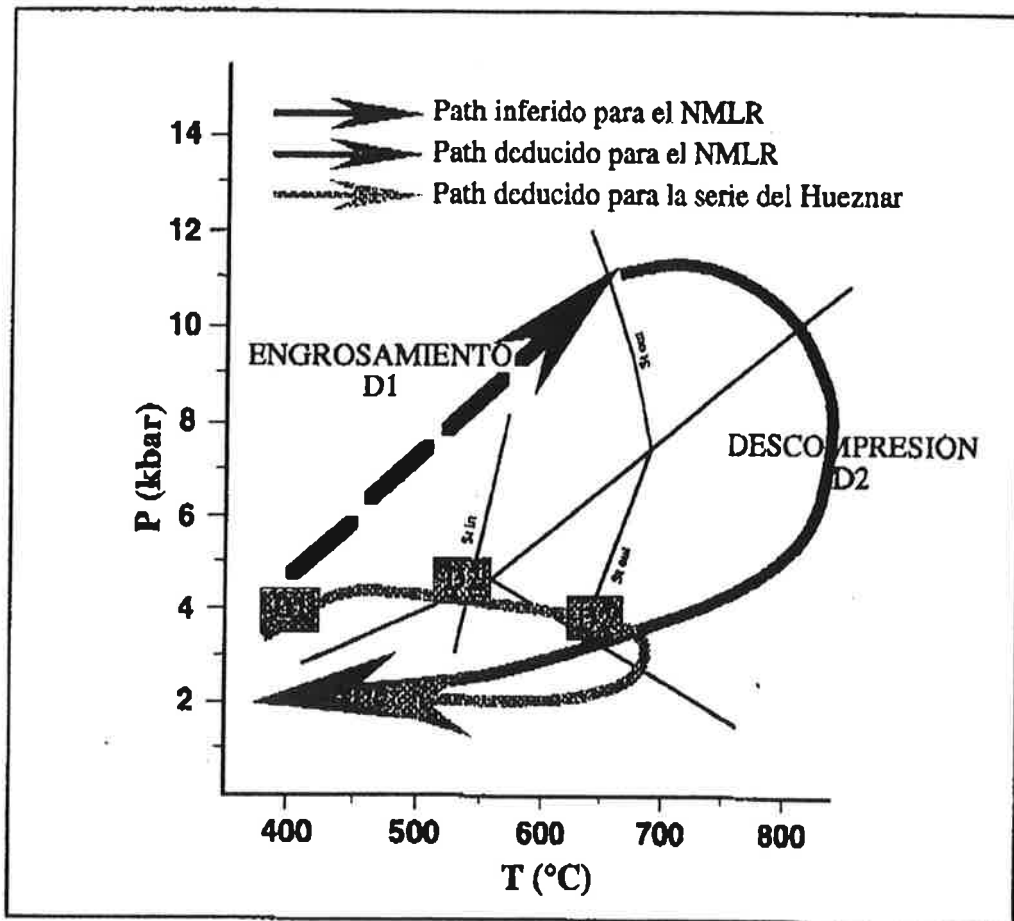


Figura 4.- PATH P-T del Núcleo Metamórfico de Lora del Río (NMLR). APRAIZ (1998).

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; DÍEZ MONTES, A. *et al.*, 1993 Domo Gneísico del Tormes, ESCUDER VIRUETE, 1995; núcleo de Valuengo, APRAIZ Y EGUILUZ, 1996) como en la cadena hercínica Europea (GARDIEN *et al.* 1990; JONES Y BROWN, 1990; REINHARDT Y KLEEMANN, 1994).

1.3.4.4.- 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 restíticos 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.

1.4- TERCIARIO

Los sedimentos asignados a esta edad se consideran directamente relacionados con el relleno de la Depresión del Guadalquivir, unidad perteneciente a las Cordilleras Béticas, que siendo depositados 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 y durante la Orogenia Alpina, la Depresión del Guadalquivir tuvo una evolución particular con características y comportamientos propios de las cuencas de antepaís, es decir, cuencas situadas en la parte frontal de las cadenas plegadas, que están ocupadas por sedimentos marinos y/o continentales, con un variable grado de deformación.

Las unidades de relleno atribuidas al Mioceno Superior (Messiniense), se colocan discordantes sobre los materiales del Macizo Hercínico y los de la Cobertera Tabular de la Meseta (Triásico). En posición horizontal o ligeramente buzante hacia la depresión, pueden presentar localmente pequeñas ondulaciones o incluso pliegues muy laxos.

En esta Hoja se han distinguido seis tipos de facies, cinco eminentemente terciarias y una plio-cuaternaria, que es la raña.

El tránsito entre las diferentes formaciones no se realiza de manera brusca, sino que es gradual, de ahí que en la mayor parte de los casos se haya optado por un contacto supuesto a la hora de diferenciarlas. Si además se cuenta con el elevado grado de meteorización existente, el cual ha producido abundantes suelos de espesor considerable y el importante recubrimiento cuaternario, queda como consecuencia una patente escasez de afloramientos.

1.4.1.1.- FACIES ROJAS. CONGLOMERADOS CON PAQUETES DE ARENAS Y ARENISCAS (18). MESSINIENSE

Adosada a los relieves paleozoicos y a algunas rocas plutónicas, aparece esta facies que a primera vista parecen derrubios de ladera de los citados cerros paleozoicos que hacia el Norte tienen por contacto, pero si se observa detenidamente, se puede afirmar que en la parte Noroeste de la Hoja constituye la base de la formación detrítica Messiniense.

Es indudable que las características de esta formación vienen marcadas por la presencia del Pérmico que aflora en el valle del río Viar.

Constituida por un conjunto de conglomerados, a veces gravas, de cantos muy redondeados de cuarcita e imbricados a techo, rocas ígneas, metamórficas y calizas cámbricas, entre las que se intercalan niveles de arenas bioturbadas, areniscas con estratificación cruzada planar y limos de tamaño medio a grueso.

Estos depósitos se ordenan en secuencias granodecrecientes, compuestas generalmente por un tramo basal conglomerático que, de manera progresiva va pasando a términos arenosos cada vez más finos y que esporádicamente termina en pasadas limo-arcillosos de pequeño espesor y escaso desarrollo lateral.

Se aprecian acuñamientos laterales, superficies de reactivación, de erosión y criterios de exposición subaérea al final de las secuencias. La base suele ser irregular y es frecuente que correspondan a niveles canalizados de gran amplitud y espesor reducido.

Su paleogeografía representa facies continentales o mixtas del relleno marginal de la Depresión del Guadalquivir, que se identifica con medios fluviodeltaicos entre los que se distinguen partes claramente continentales desprovistas totalmente de fauna y otras de características mixtas (marino-continental), sujetas a las oscilaciones del nivel del mar y en consecuencia a la progradación o retracción del cuerpo deltaico.

Por lo que se refiere a su edad, al no contener elementos micropaleontológicos fiables, por correlación y posición estratigráfica con sedimentos similares, puede decirse que esta unidad quedaría ubicada en el Messiniense.

1.4.1.2.- FACIES DE BORDE. CONGLOMERADOS, ARENISCAS, ARENAS (19) Y CALIZAS (20). MESSINIENSE

En concordancia unas veces con la formación terciaria suprayacente (Facies Roja) y discordante otras, con el Paleozoico y demás rocas endógenas presentes en la Hoja, se extiende a lo largo del borde norte en el que aparecen unos conglomerados y brechas calcáreas con ostréidos y pectínidos, entre los que se intercalan niveles de calizas detríticas con fauna y areniscas y arenas con Heterosteginas.

Hacia el centro norte de la Hoja y a la altura de Villanueva del Río y Minas, esta unidad entra en un contacto transicional con las margas arenosas de la unidad 21 y con las margas azules en el ángulo noroeste, quedando en la mayor parte de los casos enmascarado por los múltiples afloramientos cuaternarios que tapizan gran parte de los materiales terciarios.

Aproximadamente desde el centro de la Hoja hacia el borde oriental de la misma, la facies se hace más carbonatada, llegando a convertirse en biomicritas arenosas con grandes Ostréidos, Pectínidos y Heterosteginas, de tal manera que los tramos arenosos van desapareciendo.

Los depósitos se ordenan en secuencias estrato y granodecipientes que en ocasiones se presentan completas y a veces falta alguno de sus términos. Se aprecian estratificaciones cruzadas, en surco y planares, laminaciones cruzadas, acuñamientos laterales y "lags" de cantos en la base con o sin estratificación cruzada de pequeña y mediana escala que pueden interpretarse como barras.

La base de las secuencias suele ser irregular y es frecuente que correspondan a niveles canalizados de cierta amplitud y espesor reducido.

La arena de las biomicritas es de tipo arcosa-subarcosa, con cuarzo y plagioclasas. Esporádicamente hay cristales de minerales pesados tipo circón, epidota, illmenita e intraclastos de esquistos y limolitas metamorfizadas.

Esta serie permite caracterizar un medio con predominio de facies canalizadas, que dan lugar a secuencias positivas producidas por migración lateral y en ocasiones, por el abandono y posterior relleno, en condiciones de menor energía.

Los depósitos más finos, pueden atribuirse, en algunos casos, a áreas de intercanal, en las que el aporte de material resulta del desbordamiento y/o rotura de los bordes de los canales, originando depósitos finos con laminación paralela y depósitos arenosos formando pequeñas cuñas de base plana, respectivamente.

Aunque no se ha encontrado perfiles completos, su espesor puede cifrarse aproximadamente entre 60 y 70 m.

Además de la fauna anteriormente citada esta facies contiene Glodorotálidos, Globigerínidos, Orbulínidos y Bolívínidos, que junto al macrofósil *Balamus perforatus* hacen atribuirle al Messiniense.

1.4.1.3.- MARGAS ARENOSAS (21). MESSINIENSE

En concordancia con la formación anterior aparece al Sur de Villanueva del Río un tramo entre 8 y 10 m de espesor de margas arenosas

amarillentas que se dispone en la mayor parte de la Hoja, recubierto por depósitos cuaternarios, y cuya edad no ha podido determinarse exactamente, más que con la imprecisión de Messiniense; se trata pues, tanto de una transición litológica como estratigráfica.

1.4.1.4.- MARGAS AZULES (22). MESSINIENSE

Suprayacente y concordante con la formación anterior afloran en su mayor parte dentro del cuadrante SE de la Hoja y al NO de la localidad de Cantillana, aunque en su conjunto está recubierta por las formaciones cuaternarias.

Se trata de un extenso paquete de margas azuladas, cuando se presentan inalteradas, y beige-amarillentas cuando están meteorizadas, de un espesor medio de 50 m en la zona, que hacia la base son arenosas, lo cual dificulta grandemente la separación con la formación inferior.

Dichas margas contienen estratificación muy difusa o casi nula, localmente laminación paralela y zonas más calcáreas con estructuras en bolos y fractura concoidea. Hacia el techo se hacen más limo-arenosas, apreciándose ritmos que a veces terminan en "mud-cracks" y superficies ferruginizadas, así como lumaquelas en matriz margo-arenosa con geometría de cuerpos canalizados extensos.

Hay que señalar que estas margas con frecuencia presentan yeso y a veces impregnaciones de óxidos de hierro.

Paleogeográficamente hay que resaltar que la parte baja de la serie, es decir, la margosa, se habría depositado en una plataforma abierta,

mientras que la más arenosa lo habría hecho en una plataforma somera-lagoon.

La abundantísima fauna contenida en esta formación, tanto de foraminíferos planctónicos como bentónicos, entre las que habría que destacar a muro *Globorotalia menardi*, (BLOW), y en el techo *Globorotalia margaritae* (BOLLI y BERM), permite ubicarla en cuanto a su edad dentro del Messiniense.

1.4.1.5.- ALTERNANCIA DE ARENISCAS Y MARGAS (23). MESSINIENSE

Por encima de las margas azules y en tránsito gradual con ellas, aparece esta facies que alcanza cierta dispersión, sobre todo en el cuadrante sureste de la Hoja, no obstante el coluvionamiento y la alteración, además de la raña y las diferentes terrazas del Guadalquivir hacen que en su conjunto no sea fácilmente identificable en el campo.

La componen una combinación de areniscas y arenas a veces endurecidas por cemento calcáreo en alternancia con margas amarillentas, ocres y pardo-verdosas. En determinados lugares, tal y como es el río Corbones (ángulo sureste de la Hoja), aparecen esporádicamente intercalaciones carbonatadas endurecidas en superficie a través de una costra calcárea.

En la Hoja de Lora del Río tan sólo se han observado unos 15 m de potencia, pero es cierto que hacia el Sur la serie tiende a incrementar su espesor.

Las secuencias presentan niveles arenosos en la base con estratificaciones cruzadas que gradualmente pasan a arenas de

aspecto masivo con algunos cantos dispersos, para terminar en margas con laminaciones paralelas, incluso niveles de aspecto lutítico.

Pueden interpretarse estas facies como barras desarrolladas en una plataforma, las cuales migran lateralmente.

La fauna contenida es a base de Moluscos, Equinodermos, Rotálidos, Miliólidos y Ostrácodos, que aunque no permiten precisar la edad más lejos del Mioceno Superior, en la contigua Hoja de Carmona (985), esta facies ha proporcionado datos lo suficientemente fiables como para emplazarla dentro del Messiniense.

1.4.1.6.- CONGLOMERADOS, ARENAS Y LIMOS (24). PLIOCUATERNARIO

La extensa raña que cubre aproximadamente un tercio de la Hoja en su parte meridional, es la formación de piedemonte que puede utilizarse como indicadora del límite Plio-Pleistoceno. Está constituida por conglomerados de cantos de cuarcita y cuarzo de hasta 15 cm de diámetro, más o menos redondeados, empastados en una matriz areno-arcillosa con rasgos de hidromorfismo, arcillas rojas, limos margosos de color pardo-oscuro, arenas de cuarzo mal seleccionadas y tobas margosas debido a la exudación en algunos casos y procedentes de la evolución de lagunas efímeras en una amplia llanura de origen fluvial en otros.

La potencia es muy variable como corresponde a una inmensa llanura aluvial, en la que su carácter más destacable es precisamente su morfología, consecuencia del arrasamiento y relleno de la topografía anterior. El espesor medio puede estimarse en unos 4 ó 5 m, aunque en determinados puntos éste puede ser prácticamente nulo.

La raña desarrolla a techo un suelo rojizo muy evolucionado que es conocido como paleosuelo. Se reconoce un horizonte arcilloso muy rojo con manchas de color gris verdoso en su contacto con los cantos; estos colores se deben a procesos de pseudogleización, muy frecuentes en este tipo de depósitos.

Con respecto a su cronología, la raña corresponde posiblemente al Plioceno y a una etapa antigua del Cuaternario; se trata pues, de un episodio policronológico que puede ser de bastante mayor antigüedad y cuya ubicación exacta podría realizarse a través de un concienzudo estudio morfológico a nivel regional.

1.5.- CUATERNARIO

El Cuaternario de la Hoja de Lora del Río se encuentra distribuido según dos zonas de relieve muy diferentes: al Norte las estribaciones de Ossa-Morena y en los sectores central y meridional, el Valle del Guadalquivir.

Independientemente de su edad, sus sedimentos pueden asociarse a varios tipos de modelado, siendo el más representativo el relacionado con la acción fluvial, es decir, aluviales, conos de deyección, meandros y en especial las terrazas, sedimentos estos que el río en su proceso de encajamiento ha dejado distribuidos de forma escalonada y que aparecen mayoritariamente en su margen izquierda. Con menor dispersión, pero con ejemplos claramente representativos, aparecen depósitos de vertientes, poligénicos y de gravedad.

1.5.1.- GRAVAS, ARENAS, ARCILLAS Y LIMOS. TERRAZAS (25,26,27). PLEIS- TOCENO

Se sitúan en ambas márgenes del río, adquiriendo mayor desarrollo las ubicadas en la orilla izquierda. Son dignos de mencionar los afloramientos que aparecen al Oeste de Lora del Río, Alcolea del Río, Cantillana y en la carretera a Brenes (comarcal 432).

Su morfología adquiere forma de bandas más o menos amplias y alargadas, paralelas al cauce del río, cuya superficie es extremadamente llana, aunque a veces con una pequeña inclinación hacia el valle.

Son tres los niveles cartografiados en esta Hoja: el paso de un nivel a otro se realiza por medio de un escarpe neto, ofreciendo un dispositivo morfológico de terrazas encajadas o solapadas, es decir, sin afloramiento del sustrato terciario por encima de sus depósitos.

Litológicamente las componen gravas cuarcíticas con algunos cantos de esquistos, pizarras, limolitas metamórficas, arenas y arcillas en menor proporción, si bien en las terrazas superiores, tal como son los casos de Alcolea del Río, Cantillana, etc., las arcillas se encuentran muy lavadas y la fracción arena casi no existe. A veces las gravas se encuentran bastante cementadas (Alcolea del Río), presentan grano selección positiva y son frecuentes las superficies de acrección lateral. En puntos muy concretos aparecen encostramientos debido a exposiciones subaéreas. Su matriz es eminentemente arenosa.

De menor importancia son los depósitos arenosos, arcillosos y limosos, de aspecto generalmente masivo, los cuales pueden interpretarse como "facies de relleno".

En su conjunto, este tipo de materiales dan tonalidades rojizas y pardo-rojizas.

En la parte superior de los afloramientos, es frecuente observar la existencia de procesos pedogenéticos muy recientes, cuya consecuencia es la formación de suelos de hasta 30 cm de espesor. Por la posición que ocupan respecto al cauce del río, su edad es Pleistoceno.

1.5.2.- CANTOS, ARENAS Y ARCILLAS. GLACIS (28). PLEISTOCENO

Están representadas en la esquina suroeste de la Hoja y en el paraje denominado Fuente del Chopo (norte de Villanueva del Río).

Son depósitos ubicados sobre las laderas de ciertos valles, los cuales contribuyen a la configuración morfológica de las mismas, dando lugar a suaves y prolongadas pendientes y perfiles característicos.

Consisten en mantos de naturaleza detrítica, formados mayoritariamente por cantos poligénicos englobados en una matriz areno-arcillosa de color pardo-rojizo. Los cantos tienen un cierto grado de desorganización, son bastante heterométricos y frecuentemente suelen presentar costras laminares interestratificadas.

La morfología más frecuente en los cantos es subangulosa, con un cierto grado de aplanamiento.

La potencia total observada, siempre medida en las partes medias o distales del abanico, no sobrepasa los 2 m.

Por su situación con respecto al resto de las formaciones cuaternarias, su edad se estima como Pleistoceno.

1.5.3.- ARENAS, GRAVAS Y LIMOS. CAUCES ABANDONADOS (29). HOLO-CENO

Corresponden a antiguos lechos de ríos, hoy día abandonados. Son sedimentos pertenecientes a la llanura de inundación de dichos ríos, si bien se han cartografiado como unidad independiente de esta, dado que constituyen una morfología diferente.

Suelen representar depósitos de meandro, con formas redondeadas y/o ovaladas, que en esta Hoja se instalan en la terraza más baja del río Guadalquivir, concretamente al Sur de Alcolea del Río (paraje El Alcachofar) y suroeste de Tocina.

Su litología es semejante a la contenida en la llanura de inundación, es decir, gravas, arenas y limos, pero con un mayor contenido en finos, que en su conjunto dan colores pardo-grisáceos, incluso a veces negruzcos, como consecuencia del abundante porcentaje en materia orgánica.

Es digno de mencionar, que en épocas de intensas lluvias es una zona susceptible de fenómenos de inundación. Su edad se considera Holocena.

1.5.4.- LIMOS, ARENAS Y GRAVAS. LLANURAS DE INUNDACIÓN (30). HOLO-CENO

Se sitúan en el ángulo noroeste de la Hoja en ambas márgenes del río Guadalquivir, además de dos pequeños afloramientos, uno situado al sureste de Villanueva del Río y Minas y otro al oeste de la localidad de Cantillana.

Llega a alcanzar una anchura de hasta 2 Km y su trazado es sinuoso, llegando a encajarse entre 2 y 6 m, incluso se reconocen huellas de antiguos cauces por los que transcurrió.

Su litología se asemeja bastante a la contenida en las terrazas, pero con mayor porcentaje en limos y arcillas, sobre todo a techo como corresponde a facies de desbordamiento; por lo general estas facies presentan en la parte superior una capa limosa y arcillosa de aproximadamente medio metro de potencia, asimilable a facies de inundación.

En la mayor parte de los casos, en la parte alta de dicha llanura se desarrolla un suelo de vegetación que ofrece un escaso grado de evolución, pero que por su alto contenido en materia orgánica, resulta ideal para el establecimiento de cultivos. Su edad se considera Holoceno.

1.5.5.- GRAVAS, BLOQUES Y ARCILLAS. COLUVIONES (31). HOLOCENO

Son depósitos de gravedad que se ubican al pie de las vertientes y se encuentran asociados a las laderas de los valles, enmascarando frecuentemente el contacto entre unidades o que morfológicamente sirven de enlace entre formas de ladera y los fondos de valle en sentido amplio. A veces están estrechamente relacionados con los conos de deyección con los que en determinadas ocasiones interdentan sus componentes.

Se localizan de forma irregular a lo largo de toda la Hoja y su litología la constituyen, por lo general, materiales arcillosos poco consolidados que engloban gravas y bloques angulosos, que de forma heterogénea proceden de los que configuran las laderas.

Su edad es relativamente reciente, motivo por el cual se les incluye dentro del Holoceno.

1.5.6.- GRAVAS, CANTOS, ARENAS Y ARCILLAS. CONO DE DEYECCIÓN (32).
HOLOCENO

Se forman en las salidas de los pequeños valles y barrancos al desembocar en otros valles de mayor envergadura. Tienen forma de abanico y con frecuencia la proximidad entre varios de ellos, da lugar a formas coalescentes, tal y como es el caso de los que aparecen en la margen derecha del río Viar (ángulo noroeste de la Hoja).

La composición es muy variada, dependiendo del área de procedencia de los materiales, si bien en este caso se aprecia un predominio de los componentes calcáreos y cuarcíticos, con una elevada proporción arenosa en la mayor parte de los casos.

La litología la componen gravas, arenas, arcillas y cantos englobados en una matriz arcillo-arenosa, cuyo conjunto da tonalidades pardo-rojizas y amarillentas.

Con frecuencia se generan suelos, aunque de muy escaso desarrollo. La extensión y espesor, es decir, su geometría es muy variable, por lo que se pueden encontrar desde pequeños conos asociados en barrancos con fuertes pendientes, a grandes depósitos relacionados con las salidas de los valles, a veces difíciles de reconocer en el campo. Por su relación con la red fluvial, su edad es Holoceno.

1.5.7.- GRAVAS, ARENAS, ARCILLAS Y LIMOS. ALUVIAL (33). HOLOCENO

Representan todos aquellos materiales ligados al funcionamiento actual y subactual de la red fluvial. Destacan por orden de importancia, los aluviales del Guadalquivir, Huéznar, Viar y Corbones.

Aparecen orlando los cauces actuales, por lo que son considerados como los depósitos más recientes de la red fluvial.

Litológicamente están constituidos por arcillas y fangos rojizos y pardo-grisáceos con niveles de gravas, arenas y limos, que en su conjunto configuran depósitos que sobrepasan los 3 m de espesor y que a veces enmascaran los depósitos del Pleistoceno subyacente. Su edad es Holoceno.

2.- TECTÓNICA

- INTRODUCCIÓN

Las cuatro quintas partes de la Hoja están cubiertas por materiales terciarios y cuaternarios. Estos presentan sólo ligeros basculamientos respecto a su posición original, lo que pone de manifiesto que la tectónica reciente es de muy poca intensidad en esta zona.

Sin embargo, aunque con extensión reducida entre los materiales del zócalo están representados los eventos tectónicos que afectan a las rocas del Macizo Ibérico meridional.

El ámbito de este proyecto, que abarca varias hojas del zócalo, permite hacer un resumen actualizado de la tectónica cadomiense y hercínica.

El rasgo tectónico más relevante de los materiales premesozoicos 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 la Hoja de Almadén de la Plata (919), Castilblanco de los Arroyos (940), Ventas Quemadas (941) y Lora del Río (963). Tiene una cinemática compleja observándose una componente importante de cizalla sinistra, 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.

2.1.- ZONA DE OSSA-MORENA

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 antiforme 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).

- **ESTRUCTURA CADOMIENSE**

El registro sedimentario aflorante en la Hoja de Lora del Río, permite aportar datos de los eventos deformativos, que en el ámbito regional se encuadran en el ciclo cadomiense, por lo que nos remitimos a lo que se describe en áreas colindantes (Hoja nº 941) para la estructuración cadomiense.

- **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 el de Cazalla, que se extiende por toda la Hoja. Estos cabalgamientos cortan los pliegues y esquistosidad previa, desarrolla estructuras nuevas con brechas y estructuras C-S 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 sinclinatorio 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 Sinclinal del Valle. 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 antifforma 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 NO que pasa por esta Hoja.

En la descripción de las estructuras, para evitar confusiones, se han diferenciado tres dominios estructurales: A) Ossa-Morena, B) Núcleo de Almadén de la Plata y C) Surportuguesa.

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, entre las que destaca el domo extensional de Lora del Río (N.M.L.R.).

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 N.M.L.R. 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 anatócticos 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 norteadada. 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.

2.2.- ZONA SURPORTUGUESA

Los rasgos tectónicos de la zona de estudio, vienen marcados por la evolución, en el tiempo, de la sutura que limita las zonas Surportuguesa y Ossa Morena. Esta sutura se interpreta como una zona de subducción, de la placa continental representada por Z.S.P., bajo la placa continental Centro-Ibérica, separada de un extremo meridional por la Z.O.M. Entre estas placas existió un suelo oceánico representado por los materiales de la Fm. Pulo do Lobo y la ofiolita de Beja-Acebuches. Esta sutura se

encuentra muy bien representada en las Hojas de Almadén de la Plata (919), Ventas Quemadas (941) y dentro de esta Hoja, en la esquina NO, donde queda recubierta bajo los sedimentos neógenos.

Dentro de la Hoja puede describirse sólo uno de los dos grandes episodios tectónicos, descritos en el ámbito regional: El primero de ellos atribuible a la orogenia Cadomiense, que se observa en los materiales de la Fm. El Ronquillo (3), ya que el segundo, producido por la orogenia Hercínica, se observa de forma clara en los materiales devónicos del Grupo P-Q no aflorantes en esta Hoja. Por último, hay un episodio de fracturación tardihercínica.

Dentro de la Zona Surportuguesa nunca se han descrito sedimentos previos al Devónico, ni deformaciones previas a la Orogenia Hercínica. A partir de la realización de este trabajo, se han diferenciado una serie de afloramientos pertenecientes al Precámbrico-Paleozoico (esquistos negros, cuarcitas y metagrauvas, Fm. El Ronquillo), que son semejantes a la Serie Negra descrita en la Z.O.M. y donde se puede constatar y valorar la existencia de una deformación prehercínica.

Esta deformación ha sido bien estudiada en la Z.O.M., donde se la define como una orogenia de carácter polifásico, dando lugar a dos fases de deformación y que lleva asociado un metamorfismo regional progrado.

En esta unidad no se han observado estructuras mayores, únicamente se constata por el hecho de que en estos materiales la fábrica principal es un bandeo tectónico, fácilmente observable a escala de afloramiento, en aquellos paquetes de composición más cuarzosa, donde se observan cuarzos formando arcos poligonales. En lámina delgada es mucho más fácil, ya que se observa cómo la fábrica principal es un bandeo

tectónico y dentro de los microlitones quedan restos de una esquistosidad previa, como son arcos poligonales.

Esta esquistosidad ha sido descrita para la Z.O.M. como la segunda fase de deformación cadomiense, con desarrollo de una esquistosidad de crenulación sin-metamórfica, muy penetrativa y que es la fábrica más visible en el campo.

2.3.- FRACTURACIÓN TARDIHERCÍNICA DE LOS MATERIALES DEL ZÓCALO

Con posterioridad a los fenómenos de plegamiento, metamorfismo e intrusión de las rocas plutónicas, tiene lugar en el ámbito del Macizo Hercínico una etapa de fracturación importante, que da lugar a su actual configuración. También hay que tener en cuenta que estas fracturas han controlado y condicionado la sedimentación y tectónica alpina, incluso fenómenos tectónicos más recientes.

Esta etapa de fracturación ha sido reconocida por todo el Macizo Hespérico (PARGA, 1969; ARTHAUD y MATTE, 1975; VEGAS, 1975). En relación directa con la zona de estudio, SIMANCAS (1983) realiza un estudio de la tectónica tardihercínica. El desarrollo de esta etapa de fracturación se produce cuando las rocas ígneas ya se encontraban en un estado consolidado, actuando toda la zona como un bloque rígido.

Dentro de la zona de estudio, en la Z.S.P. se pueden diferenciar dos familias de fallas, asociadas entre sí.

- a) Fallas NE-SO
- b) Fallas NO-SE

La familia de fallas mejor representada, y la más importante, es la de dirección NE-SO, las cuales muestran movimiento en dirección con componente sinistro.

Las fracturas con dirección NO-SE representan la familia conjugada de la anterior, tienen un movimiento en la horizontal con componente dextral.

Ambas familias de fallas, NE-SO y NO-SE, desplazan los contactos entre las distintas litologías, pero no se observan desplazamientos entre ellas, lo cual nos indica un carácter conjugado.

Se puede observar tanto a escala cartográfica como a escala de afloramiento, que las fracturas han rejugado con posterioridad a los movimientos en dirección, principalmente como fallas normales. Esto se comprueba en campo a partir de las observaciones realizadas en los planos de falla, donde se contemplan lineaciones subhorizontales cortadas por lineaciones verticales.

El salto en buzamiento, de estos últimos movimientos, puede llegar a ser muy importante, ya que pueden aparecer materiales devónicos (Grupo P-Q) sin ningún tipo de metamorfismo, al lado de materiales con un grado metamórfico medio-alto (Fm. El Ronquillo). También puede observarse como materiales del Grupo P-Q están en contacto con rocas básicas (gabro-dioritas), sin que los primeros muestren evidencias de metamorfismo de contacto.

Hacia la parte noroccidental de la zona de estudio (Z.S.P.), en el contacto con la cuenca pérmica del Viar, se puede determinar cómo esta fracturación afecta e incluso llega a controlar la sedimentación de dichos materiales.

A partir de los datos expuestos anteriormente, se puede realizar una datación relativa o bien dar un intervalo de tiempo en el cual estas fracturas han sido muy activas. Los datos más importantes se pueden extraer de la Hoja de Castilblanco de los Arroyos (940), donde dichas fracturas afectan a materiales del C.V.S. (Viseense), a los granitoides del Batolito de la Sierra Norte (post-Tournainiense), y por último, a los materiales de la megasecuencia inferior de la Cuenca del Viar (Autuniense). De todo esto, se concluye que el inicio de la fracturación es posterior a la intrusión y consolidación de los granitoides y sigue actuando durante el Autuniense, y aún post-Autuniense. Otra parte de ello, es que los basaltos de la megasecuencia superior (Cuenca del Viar), así como el tramo de capas grises, están condicionadas y afectadas por dichas fracturas, en especial por la banda de fracturas denominadas como fallas del embalse de Cala.

Según SIMANCAS (1983), la fracturación tardihercínica de esta zona se integra en una banda de cizalla que coincide con los límites de las zonas Surportuguesa y Ossa-Morena.

En resumen, todos los movimientos que han tenido las fallas se encuentran relacionados con dicha cizalla, desde su inicio hasta los últimos movimientos, los cuales llegan a afectar a los depósitos pérmicos de la Cuenca del Viar.

2.3.1.- DEFORMACIÓN DE LA CUENCA PÉRMICA DEL VIAR

El registro sedimentario de la Cuenca del Viar se encuentra plegado nuevamente en una estructura sinclinal, de dirección N160°E (ver Figura 2), donde el flanco SO muestra buzamientos inferiores a 20°, mientras el flanco NE presenta la zona de máxima deformación con buzamientos verticales, o capas invertidas.

El borde oriental se encuentra limitado por una falla inversa, con un trazado bastante rectilíneo, que hacia su parte Norte conecta con la Cizalla Suribérica (CRESPO-BLANC, 1988), sin que exista discontinuidad alguna. De hecho, en trabajos anteriores, ningún autor cita discontinuidad entre ambas zonas.

Una posible explicación sería que el trazado actual de las fracturas que conforman la zona de Cizalla Suribérica, se debe a rejuegos tardíos, probablemente con cinemática sinistral, lo que explicaría una componente transtensiva en la cuenca, y lo que daría lugar al cabalgamiento hacia el Oeste.

2.4.- TECTÓNICA RECIENTE

Bajo este epígrafe se engloba la tectónica de los materiales miocenos y cuaternarios, ya que no se tienen datos sobre el carácter neotectónico.

En cualquier caso, la disposición subhorizontal de las capas indica que no existe una fracturación intensa en este sector. No obstante, se han detectado fracturas que afectan a los sedimentos del Mioceno, básicamente deducidas de estudios fotogeológicos, y algunos de ellos detectados en campos.

Los estudios geofísicos han puesto de relieve la existencia de fallas de orientación ENE-OSO, que afectan al zócalo y que se transmiten a los sedimentos neógenos.

Por otra parte, se observa que la raña pliocuaternaria que se extiende al N de Carmona, presenta una ligera indicación hacia el N, en sentido contrario al que debería ser su posición original, de lo que se deduce que

coincidiendo con el cauce actual del Guadalquivir, debe existir una falla que da lugar al basculamiento del bloque situado al S.

3.- GEOLOGÍA ECONÓMICA

La escasez de indicios mineros existentes en la Hoja de Lora del Río, a excepción de la antigua explotación minera, hoy día inactiva, de Villanueva del Río y Minas, hace que la actual industria minera de la zona sea prácticamente inexistente. No obstante, las labores más significativas, dentro de su pequeña importancia, quedan restringidas a las margas azules miocenas y a los diversos materiales existentes en los aluviones y terrazas del río Guadalquivir.

3.1.- RECURSOS MINERALES

3.1.1.- MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

No existe referencia alguna en cuanto al aprovechamiento de minerales metálicos y no metálicos, ni en cuanto a una presencia digna de consideración.

3.1.2.- MINERALES ENERGÉTICOS

La única minería de relevancia presente en esta Hoja, se localizó en la Cuenca Carbonífera de Villanueva del Río y Minas, y cuyo objetivo son los niveles de carbón (hulla) contenidos en los sedimentos Westfalienses.

A través tanto de cielo abierto como de labores de interés, 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 sacar aproximadamente $1,2 \times 10^6$ toneladas, y que a pesar de ser unos carbones de alto contenido en cenizas y con una gran viabilidad 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.

De muchísima menos importancia son los diferentes niveles carbonosos contenidos tanto en sedimentos terciarios como cuaternarios, los cuales y de forma intermitente, son beneficiados al objeto de satisfacer el uso doméstico.

3.1.3.- ROCAS INDUSTRIALES

Las canteras toman un cierto interés, dadas las peculiaridades litológicas de la Hoja.

En la zona centro norte de la Hoja y más concretamente al noroeste de la localidad de Villanueva de Ríos y Minas, en los cantos El Parroso y Las Arenillas, se extraen lavas espilíticas, calizas y conglomerados, cuya utilización se llevan a cabo para el empleo en obras públicas y áridos para la construcción.

También, y en determinados parajes, se explotan las margas azules junto a los kilómetros 19 y 28 de la carretera de Lora del Río a Santiponce, siendo empleadas unas para la fabricación de cemento y otras para la confección de cerámica.

Por último, y de forma esporádica, se aprovechan los aluviones y materiales de las terrazas del río Guadalquivir, del río Rivera del Huéznar y del río Corbones, en las provincias de Cantillana, Lora del Río, Los Rosales y Alcolea del Río, etc., los cuales son destinados a la construcción (áridos).

3.2.- HIDROGEOLOGÍA

La Hoja de Lora del Río pertenece hidrográficamente a la Cuenca del Guadalquivir, situándose la mayor parte de ella en la margen izquierda de dicho río.

3.2.1.- CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS E HIDROLÓGICAS

En su conjunto, la región presenta un clima templado cálido mediterráneo con influencia del Océano Atlántico y del relieve.

Las precipitaciones son muy irregulares en su distribución espacial y temporal, llegando a alcanzar un régimen pluviométrico medio anual del orden de los 600 m.

La red de drenaje está formada principalmente por el río Guadalquivir, que cruza la Hoja de noreste a oeste, el río Viar (ángulo noroeste), la Rivera del Huéznar (sector centro-noroeste) y el río Corbones (ángulo sureste).

La base económica de la región es la agricultura y por consiguiente la industria derivada de ella, por lo que existe una fuerte demanda.

La calidad química de las aguas subterráneas es de mineralización notable y de dureza media. Por sus facies, son bicarbonatadas cálcico-magnésicas, salvo en el Cuaternario reciente, donde se aprecian altas concentraciones de sulfato. La contaminación orgánica en los terrenos cuaternarios es muy notable, con valores del ión nitrato que normalmente alcanzan los 50 mg/l.

3.2.2.- CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS

Los materiales impermeables contenidos en esta Hoja, se distribuyen según una serie de afloramientos ubicados en la zona norte con una dirección este-oeste, los cuales están representados por pizarras, esquistos, cuarcitas, gneises, areniscas y calizas del Paleozoico, rocas volcánicas ácidas y básicas situadas al noroeste de Cantillana y granitos y granodioritas al norte de Lora del Río. En el caso de las rocas ígneas, hay que decir que localmente son permeables en la zona superficial de alteración.

De igual manera ocurre para los escasos niveles carbonatados que aparecen en las unidades cartográficas nº 6 y 8 (Pérmico), las cuales son consideradas como acuíferos libres, con permeabilidad media-baja por fisuración o localmente alta por fenómenos de karstificación, donde los manantiales o zonas de drenaje pueden llegar a alcanzar un cierto caudal.

La alimentación se realiza a partir del agua de lluvia y de la escorrentía superficial de los materiales impermeables. El drenaje natural se realiza a partir del agua de lluvia y de la escorrentía superficial de los materiales impermeables. El drenaje natural se produce a través de pequeños manantiales y por descarga a ríos y arroyos que las atraviesan.

Por lo que respecta a las rocas permeables, estas aparecen en el recubrimiento terciario, la raña plio-cuaternaria y los diferentes sistemas cuaternarios, compuestos por el aluvial y las terrazas de los cursos fluviales, especialmente los del río Guadalquivir. En estos materiales se albergan los dos acuíferos más importantes de la zona: El Sistema Acuífero nº 26 y el Sistema Acuífero nº 28.

3.2.2.1.- ACUÍFERO MIOCENO TRANSGRESIVO DE BASE (SISTEMA ACUÍFERO N° 26)

Este sistema aflora a lo largo de una banda este-oeste, estando limitado por las localidades de Cantillana al oeste y Lora del Río al este. Es el conocido sector o unidad hidrogeológica de Cantillana-Lora del Río.

Comprende una superficie aproximada de 52 Km² y está constituido por conglomerados, areniscas, arenas y carbonatos. Su potencia oscila entre 30 y 100 m, aumentando hacia el este y disminuyendo hacia el sur, para pasar progresivamente a las facies más mayores.

Se trata pues, de una acuífero confinado cuando está recubierto por las margas y libre cuando no lo está. Actualmente la superficie piezométrica conocida se sitúa entre las cotas 20 y 40 m.s.n.m. El sentido del flujo es fundamentalmente del N hacia el SO, y en determinadas ocasiones, hacia el SE.

La alimentación se realiza a partir de la infiltración directa del agua de lluvia (escorrentía superficial) y de la procedente de los bordes Paleozoicos del norte, mientras que el drenaje natural es hacia el mar, o bien a través de cauces superficiales y manantiales localizados en el contacto con las margas azules. El volumen de alimentación se cifra entre 7 y 8 hm³/año.

Por último hay que apuntar que 4 hm³ corresponden al drenaje en minas de Villanueva del Río y Minas, las cuales se vierten a la Rivera del Huéznar.

3.2.2.2.- ACUÍFEROS DE LA ZONA SEVILLA-CARMONA (SISTEMA ACUÍFERO N° 28)

Este sistema está representado en esta Hoja principalmente por las terrazas del río Guadalquivir, y por el aluvial reciente. Los límites y el sustrato impermeable del acuífero están constituidos por las margas azules.

Litológicamente lo componen conglomerados, gravas y arenas con matriz arenosa en la terraza más reciente y, aluvial actual y arenas con matriz limo-arcillosa con las terrazas medias y antiguas. Abarca una superficie cercana a los 1.000 Km², llegando a tener una potencia que oscila entre 5 y 25 m.

El acuífero funciona en régimen libre con niveles piezométricos a profundidades entre 5 y 160 m.s.n.m.

La alimentación y recarga del sistema se realiza a partir del agua de lluvia principalmente, no obstante, las terrazas más recientes y medias, poco explotadas, se riegan con aguas superficiales procedentes del Canal del Bajo Guadalquivir, por lo que reciben una alimentación suplementaria a partir de la infiltración del agua de riego.

Estos dos niveles acuíferos, es decir, por un lado la terraza reciente y el aluvial y las terrazas medias y antiguas, se encuentran conectadas hidráulicamente entre sí y al río Guadalquivir a través de la terraza inferior.

4.- 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., Eguluz, 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., Eguluz, L. Y Gil Ibarguchi, I (1991^a): Evolución tectonometamórfica del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba. I. La Unidad Para-Autóctona. *Bol. Geol. Min.* 102.

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

Abalos, B., Gil Ibarguchi, I y Eguluz, 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.; Eguluz, 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., Eguiluz, 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 Eguiluz, 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., Eguiluz, 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., Eguiluz, 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^o 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'évolution 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 Ibarguchi, 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'évolution tectonometamorphique de l'axe Badajoz-Cordoue; un exemple de reactivation dynamique d'un socle ancien. Com. Serv. Geol. Portugal. 3^o 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, n^o 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^o 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 Câmbrio inferior na Faixa Blastomilonítica (Campo Maior-Nordeste Alentejano). 2^o 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. Natrwis. 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.