



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

HOJA A ESCALA 1:50.000

919 (12-37)

ALMADÉN DE LA PLATA

M E M O R I A

Diciembre, 1997



SECRETARIA GENERAL DE LA ENERGIA Y RECURSOS MINERALES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

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

J. EGUILUZ (U.P.V.)

J. MATAS (*Inima*)

F. LEYVA (*Inima*)

A. APRAIZ (U.P.V.)

A. DÍEZ (*Inima*)

ESTUDIO DE MUESTRAS

L. EGUILUZ (U.P.V.)

A. DÍEZ (*Inima*)

F. LEYVA (*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

Págs.

0.- INTRODUCCIÓN	1
1.- ESTRATIGRAFÍA	6
1.1.- ZONA SURPORTUGUESA	7
1.1.1.- <u>ALTERNANCIA DE PIZARRAS, ARENISCAS Y CUARCITAS (GRUPO P-Q)</u> <u>(4)</u>	7
1.1.2.- <u>PÉRMICO DEL VIAR</u>	16
1.1.3.- <u>ROCAS PLUTÓNICAS DE Z.S.P.</u>	31
1.2.- UNIDAD TECTÓNICA PULO DO LOBO	40
1.2.1.- <u>INTRODUCCIÓN</u>	40
1.2.2.- <u>ESQUISTOS ANFIBÓLICOS Y ANFIBOLITAS DE GRANO MEDIO Y GRUESO. OFIOLITA BEJA-ACEBUCHES</u>	40
1.2.3.- <u>ESQUISTOS VERDES, ESQUISTOS NEGROS CON ANFIBOLITAS Y CUARCITAS BLANCAS</u>	43
1.3.- ZONA OSSA-MORENA	45
1.3.1.- <u>PRECÁMBRICO</u>	48
1.3.1.1.- <u>MATERIALES TIPO SERIE NEGRA (25, 26)</u>	48
1.3.2.- <u>SERIES VULCANOSSEDIMENTARIAS FINIPROTEROZOICAS</u>	52
1.3.2.1.- <u>FORMACIÓN MALCOCINADO (27)</u>	53
1.3.2.2.- <u>COMPLEJO BODONAL-CALA</u>	54
1.3.2.2.1.- <u>Significado geodinámico y edad</u>	56
1.3.3.- <u>CICLO HERCÍNICO</u>	57

1.3.3.1.- CONGLOMERADOS, ARENISCAS (ARCOSAS) MASIVAS DE GRANO GRUESO (28), ARENISCAS (SUBARCOSAS) DE GRANO MEDIO-FINO, LUTITAS GRISES Y MARGOSAS (29). FORMACIÓN TORREÁRBOLES.....	63
1.3.3.1.1.- <u>Miembro Inferior (28)</u>	63
1.3.3.1.2.- <u>Miembro Superior (29)</u>	65
1.3.3.2.- SERIE DETRÍTICO CARBONATADA	67
1.3.3.3.- SERIE DETRÍTICA SUPERIOR.....	74
1.3.4.- <u>DEPÓSITOS RELACIONADOS CON EL MARGEN PASIVO</u>	80
1.3.4.1.- INTRODUCCIÓN.....	80
1.3.4.2.- ORDOVÍCICO (38, 39, 40, 41)	81
1.3.4.3.- SILÚRICO	90
1.3.4.4.- DEVÓNICO	92
1.3.5.- <u>ROCAS ÍGNEAS</u>	95
1.3.5.1.- ROCAS FILONIANAS.....	96
1.3.5.2.- ROCAS PLUTÓNICAS.....	98
1.3.5.2.1.- <u>Granitoides sinorogénicos cadomienses</u>	98
1.3.5.2.2.- <u>Vulcanismo tardicadomiense</u>	100
1.3.5.2.3.- <u>Plutonismo anorogénico y de Rift del Paleozoico inferior (18, 19)</u> . 100	
1.3.5.2.4.- <u>Granitoides anatéticos hercínicos</u>	103
1.3.5.2.5.- <u>Granitoides calcoalcalinos hercínicos (20, 21, 22, 23, 24)</u>	104
1.4.- CUATERNARIO	109
2.- <u>METAMORFISMO</u>	110
2.1.- INTRODUCCIÓN.....	111
2.2.- <u>METAMORFISMO CADOMIENSE</u>	111
2.2.1.- <u>PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS PROTEROZOICAS</u>	112
2.2.2.- <u>TERMOBAROMETRÍA</u>	116
2.2.3.- <u>DATOS RADIOMÉTRICOS Y EDAD DEL METAMORFISMO</u>	117
2.3.- <u>METAMORFISMO HERCÍNICO</u>	118

2.3.1.- <u>NÚCLEO DE ALMADÉN DE LA PLATA</u>	118
2.3.1.1.- PETROGRAFÍA	118
2.3.1.2.- TERMOBAROMETRÍA	120
3.- <u>TECTÓNICA</u>	122
3.1.- INTRODUCCIÓN	123
3.2.- ESTRUCTURA CADOMIENSE	125
3.3.- ESTRUCTURA HERCÍNICA	126
4.- <u>GEOLOGÍA ECONÓMICA</u>	138
4.1.- RECURSOS MINERALES	139
4.2.- HIDROGEOLOGÍA	141
5.- <u>BIBLIOGRAFÍA</u>	143

0.- INTRODUCCIÓN

La Hoja de Almadén de la Plata (919), se ubica en Sierra Morena meridional, en el límite de las provincias de Sevilla-Huelva y Badajoz.

El pasaje se corresponde con un relieve moderadamente abrupto en el que destacan las elevaciones de Sierra Padrona y el profundo encajamiento del río Viar, con diferencias de cota que en algún caso superan los 300 m en vertical.

Los ríos drenan la región en sentido norte-sur y son claramente estacionales y, los más importantes son el río Viar regulado por el embalse del Pintado y la Rivera de Cala.

El área está muy despoblada, ya que salvo las poblaciones de Almadén de la Plata y el Real de la Jara en el sector occidental, es difícil encontrar asentamientos permanentes en el resto de la Hoja, ya que los cortijos o se encuentran abandonados o sus propietarios sólo los visitan temporalmente.

Las actividades productivas se centran en la explotación de los recursos naturales, siendo la ganadería extensiva la actividad principal del área, especialmente el recría y engorde de cerdos de bellota, y el vacuno autóctono. También tienen importancia las explotaciones de corcho y, localmente, el olivar, tanto de verdeo como para aceite.

En el pasado, la zona ha sido objeto de una cierta actividad minera centrada en las explotaciones de B.P.G. (mina San Luis) en Sierra Padrona, y las de hierro y cobre en los alrededores de Almadén y el Real de la Jara. Actualmente, el yacimiento de Aguasblancas se encuentra en fase de evaluación por PRESUR y se sitúa en el límite de esta Hoja con la de Santa Olalla de Cala. Las canteras de caliza marmórea y anfibolitas de Almadén de la Plata se encuentran igualmente inactivas.

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

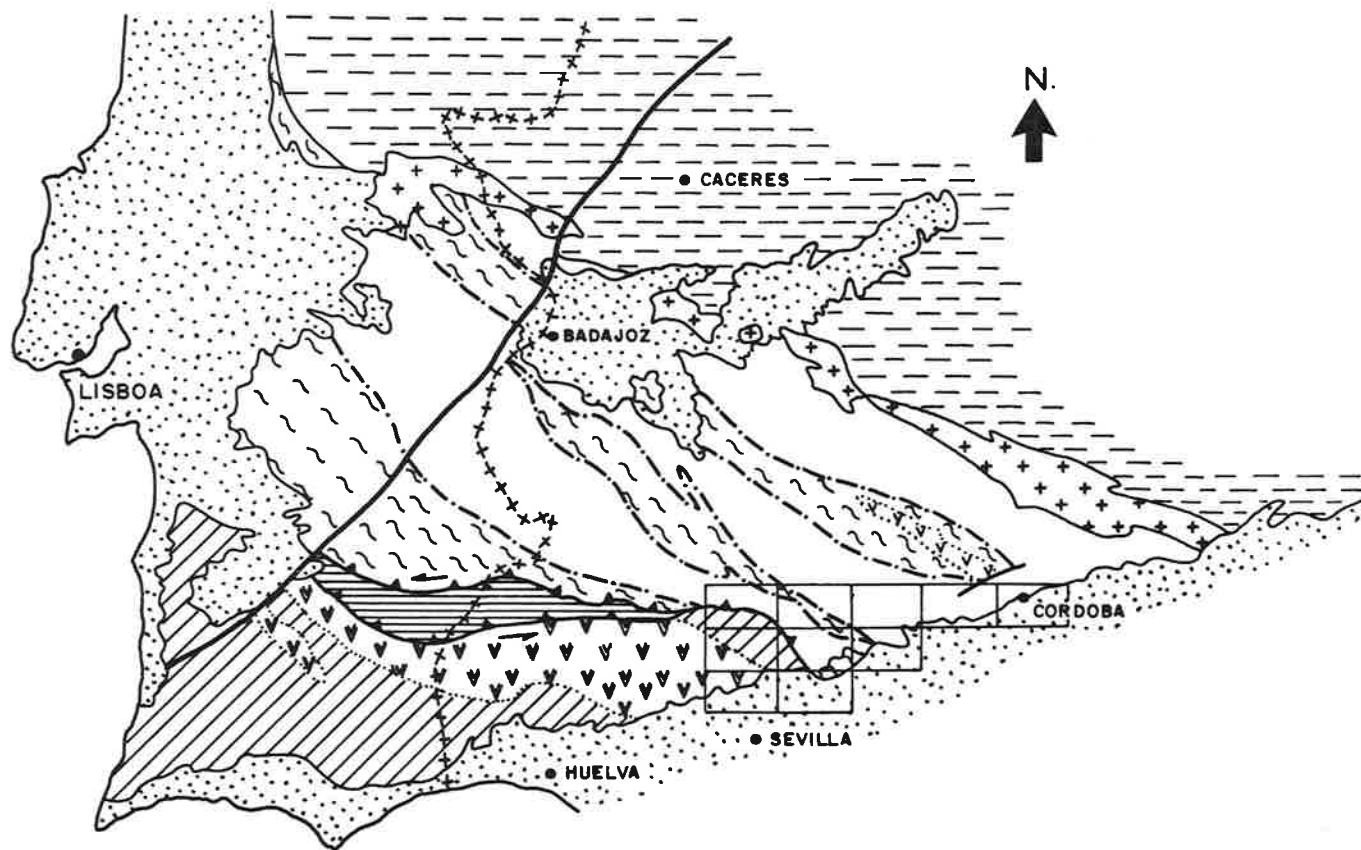
En los materiales precámbricos de la Z.O.M., hay evidencias de un ciclo orogénico finiproterozoico con metamorfismo y deformación penetrativa asociadas (EGUILUZ, & ÁBALOS, 1992; EGUILUZ & RAMÓN-LLUCH, 1983; AZOR *et al.*, 1991; ÁBALOS y EGUILUZ, 1990; QUESADA *et al.*, 1991; etc). Esto ha propiciado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

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

La orogenia cadomiense fue definida para explicar los procesos que originaron la discordancia entre una secuencia supracrustal del Proterozoico superior, conocida como Brioveriense, y los materiales cámbricos en el Macizo Norarmórico (BERTRAND, 1921; COGNE, 1962). Con posterioridad esta denominación se ha ampliado y se utiliza para hacer referencia al ciclo orogénico que tuvo lugar en un periodo comprendido entre 700 y 450 M.a. en un cinturón que se extiende desde el Norte de los Apalaches hasta el Sur de 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 Armoricano se ha logrado una adecuada caracterización de los episodios prehercínicos (CHANTRAINE *et al.*, 1988; GRAVIOU *et al.*, 1988; BRUN Y BALÉ, 1990, etc.). Esto es lo que sucede en la Z.O.M., donde la gran extensión de los afloramientos precámbricos permite observar áreas en las que la historia cadomiense sólo se encuentra ligeramente modificada por la historia hercínica.

En lo que respecta a las relaciones de la Z.S.P. con la Z.O.M., los datos más recientes confirman la existencia de una zona de subducción de edad pre-Fameniense, entre ambas zonas separadas por un terreno oceánico cuyos restos se observan en formaciones como la Fm. Pulo do Lobo, y sobre todo, la Fm. Ofiolita de Beja-Acebuches y una colisión continental posterior (Fameniense-Westphaliense medio); Leistel *et al.* (1996). En este esquema la placa representada por la Z.S.P., subduce bajo la placa Centroibérica. El límite intraplaca es una sutura representada actualmente por los límites entre las zonas Z.S.P. y Z.O.M., y los terrenos oceánicos de las formaciones citadas. La evolución de esta sutura es compleja y actualmente se siguen aportando hipótesis que expliquen conjuntamente la evolución tectónica y situación actual de todas las unidades implicadas. CRESPO-BLANC (1991), FONSECA (1995) (Figura 1).



0 50 Km.









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

Fig.- 1.- Area del Proyecto

1.- ESTRATIGRAFÍA

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

1.1.- ZONA SURPORTUGUESA

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

En esta Hoja sólo afloran los materiales más septentrionales del Grupo P-Q, y la Cuenca del Viar.

1.1.1.- ALTERNANCIA DE PIZARRAS, ARENISCAS Y CUARCITAS (GRUPO P-Q) **(4)**

En el sector meridional de la Hoja, aflora extensamente una sucesión, fundamentalmente siliciclástica, cuyas características esenciales se mantienen prácticamente iguales en todo el ámbito cuencal, de tal forma

que la descripción sedimentológica de esta sucesión es muy similar en lugares que distan centenares de km, tanto en el territorio español como en el portugués, de donde procede la denominación formal de Grupo Pelítico-Cuarcítico (G.P.Q.). SCHERMERHON (1971), OLIVEIRA (1990).

Se trata de una sucesión aparentemente monótona en la que se alternan lutitas y fangolitas (pelitas) con areniscas en capas de centimétricas a bancos métricos y con tamaño desde arena muy fina a gravas y/o conglomerados (citados en otros sectores fuera del área de estudio).

Los afloramientos más completos de esta sucesión en el ámbito septentrional se encuentran a lo largo del Arroyo de los Zahurdones, en las proximidades del poblado del patrimonio forestal del Berrocal (abandonado) y a lo largo de la C-421 a partir del cruce con la local de Castilblanco de los Arroyos, y en la parte meridional los afloramientos del Puerto de la Media Fanega, donde SIMANCAS (1983) describe la Formación del mismo nombre y los de la carretera particular de la Compañía Sevillana de Electricidad, que partiendo de la Nacional 630 llega hasta la Rivera de Huelva. Ha sido en esta carretera donde ha podido levantarse la serie más continua con un espesor aproximado de 125 m.

Aunque en bibliografía se citan espesores entre 300 y 500 m, la complejidad estructural de la zona dificulta en gran medida poder hacer estimaciones de cierta precisión, tanto en cuanto a espesores de las megasecuencias como a su evolución lateral y vertical. Por tanto, las conclusiones que se exponen a continuación son el resultado de la observación de series parciales y de una valoración de su posición relativa en el registro sedimentario en base a observaciones de campo de índole regional.

De esta forma, puede considerarse que el Grupo P-Q está constituido por un acúmulo de secuencias elementales de orden centimétrico a métrico en la que de forma resumida pueden distinguirse cuatro tipos:

- a) Tramos métricos de pelitas grises a verdosas en las cuales se aprecian con dificultad planos de estratificación marcados por laminitas de limo y arena muy fina, en las que esporádicamente se observa morfología de "ripples" continua o aislada "linsen". Frecuentemente, por efecto diagenético estos ripples se sumergen en las pelitas inferiores dando "loads-casted", que se ven como micronódulos arenosos en la masa pelítica. Lateralmente estas láminas suelen desaparecer y ser sustituidas por niveles fangolíticos bioturbados.

- b) Secuencias centimétricas a decimétricas (5 a 20 cm) constituidas por un término inferior de arena muy fina a limo grueso (de color amarillento a crema), con laminación paralela y/o de ripples a veces con laminación "convolute", en paso poco definido a un término pelítico en laminación paralela y "linsen" de limo grisáceo que progresivamente pasan a lutitas grises con bioturbación esporádica. Tanto el muro como el techo secuencial son planos, y es habitual encontrar bioturbaciones abundantes en la base de los términos arenosos y, mucho más escaso, en la presencia de estructuras de flujo ("flute", "grove cast", etc.). La relación arena-lutita en estas secuencias varía de 1/5 a 1/1. La constitución de estas areniscas es bastante uniforme. Se trata de areniscas de grano muy fino a limos gruesos, con homometría y redondeamiento marcado, abundante matriz (20% a 50%), predominantemente caolinítica y la fracción arena-limo constituido por cuarzo con escasos fragmentos de roca metamórfica y de chert, así como porcentajes inferiores al 2% de feldespatos.

En resumen, se trataría de cuarzoarenitas en tránsito a litarenitas muy arcillosas.

Dadas las características expuestas, estas secuencias podrían encuadrarse como turbidíticas Tb-e, T^ec y T^cc de BOUMA y, por tanto, representarían las facies D1, D2 y D3, de MUTTI & RICCI LUCCHI (1975).

- c) Secuencias decimétricas (20 a 40 cm) constituidas por un término inferior centimétrico a decimétrico (8 a 25 cm) en areniscas de grano medio a fino con base plana a levemente erosiva, en las que se observan laminación paralela, laminación cruzada con geometría de "hummocks" y "swales" (U.C.S.) y laminación paralela y cruzada de ripples. En tránsito gradual sobre el término arenoso se encuentra un término fangolítico con "linsen" de limo en paso a lutitas grises. El conjunto del término pelítico puede estar profundamente bioturbado. Son frecuentes las bioturbaciones a muro de las capas y de forma aislada se observan estructuras de "flute", "grove cast" y "parting lineation". Las medidas realizadas dan una dirección y sentido E-O a SE-NE.

La constitución de estas areniscas es similar a las descritas con anterioridad, con la salvedad del tamaño de grano y un acentuamiento de la tendencia en la presencia de fragmentos de roca metamórfica, y el mayor porcentaje de feldespatos, tanto más, cuanto mayor es el tamaño de grano, así como una disminución de la matriz en este mismo sentido, manteniendo unas proporciones similares de caolinita y sericita-clorita. Son abundantes en algunas capas los accesorios, especialmente sulfuros y micas (moscovita, clorita y biotita).

Así pues, son litarenitas y/o subarcosas de grano medio-fino con arcilla en tránsito a cuarzoarenitas.

La relación arena/pelita varía de 1/1 a 5/1, de tal forma que en la agradación vertical, los términos arenosos llegan a amalgamarse, dando tramos métricos a decamétricos, localmente cartografiables.

La secuencia descrita es similar a la definida por WALKER, *et al* (1983) para depósitos en plataforma dominada por tormentas, y en concreto, a las facies H.C.S. de grano fino (secuencias P.H.M.) y muy fino (P.H.F.M.) de GABALDÓN (1990).

- d) Secuencias métricas (60 a 150 cm) constituidas por bancos de arenisca de grano medio y grueso, a veces con grava dispersa en la base, aspecto masivo, granoclasificación, retoque de ola a techo y contacto muy neto con las intercapas pelíticas, si no se encuentran los bancos amalgamados. Se observan "flute" y "grove cast" en su base. Las direcciones y sentido medidas en el Poblado del Berrocal son SSO-NNE.

La petrografía de estas areniscas es algo diferente a la descrita en las secuencias anteriores. La fracción matriz varía entre 5 a 25% y es de composición sericítico-clorítica.

En el cuarzo como elemento mayoritario pueden observarse dos tipos: uno de granos muy redondeados que normalmente se alinean con su eje mayor marcando la S_0 y otro de cuarzoes angulosos a subangulosos con golfos de corrosión y aspecto volcánico.

Feldespatos en progresión variable (5 a 10%) con predominio del feldespato sodocálcico (posiblemente albita), poco alterada y un porcentaje minoritario de feldespato potásico de granulometría más fina y con mayor grado de alteración.

Entre los fragmentos de roca más abundantes, aparecen en primer lugar, granos de esquistos y micaesquistos bien redondeados, con estructuración previa a la de la matriz, su porcentaje se encuentra entre un (5 a 7%). En segundo lugar, los de procedencia volcánica, ácidos más que básicos y subredondeados. Como accesorios, circón, turmalina, apatito y sulfuros.

Un hecho reseñable es que estas areniscas son claramente bimodales, tanto en su tamaño de grano como en su redondeamiento, lo cual parece apuntar a un carácter policíclico del sedimento.

Las características expuestas permiten encuadrar estas secuencias dentro del grupo de los "hummocky" como facies de grano medio-grueso, si bien, en algún caso como la de la Cuesta de la Media Fanega, en secuencias de este tipo el aspecto absolutamente masivo, la dificultad de observar una gradación clara y la presencia de estructuras de escape de agua, caracterizan megacapas turbidíticas del tipo de facies B₁ de MUTTI *et al* (1975). Capas individualizadas o amalgamadas de este tipo se intercalan en cualesquiera de la facies descritas y a cualquier nivel, interpretándose como el registro sedimentario de eventos tectónicos de ámbito local (posibles paleosismos).

En el registro sedimentario del Grupo P-Q, al menos en el ámbito de estudio, las secuencias descritas se estructuran en ciclos de facies de orden deca métrico, grano y estratocrecientes, en los que de unos a otro

puede variar la representación porcentual de las distintas secuencias descritas, incluso su ausencia en algún caso, pero no su orden coincidente con el desarrollo expuesto.

Estos ciclos de facies con secuencias de afinidad turbidítica en su base y facies H.C.S. de grano medio-grueso a techo, se atribuyen a depósitos de plataforma externa dominada por tormentas, donde las facies de afinidad turbidítica representan los depósitos originados por las corrientes de retorno de las tormentas y preservados por debajo del nivel de ola y las facies arenosas del grupo "hummocky" serían los depósitos del "offshore" interno. Este sistema de depósito se corresponde con la formación de lóbulos en el "offshore" de este tipo de plataformas.

La megasecuencia conceptual del Grupo P-Q sería un ciclo de facies grano y estratocreciente que finalizaría con las facies H.C.S. de grano medio y grueso del Poblado del Berrocal y similares de espesores cartografiables.

Esta megasecuencia configura en su conjunto una situación "regresiva", BRENCHLEY & NEVALL (1982), GABALDÓN (1990), con un nivel de mar bajo y posiblemente en el contexto regional represente el "shelf marine systems tract" de la Secuencia Depositional (SD) devono-carbonífera de la F.P.I.

En diversos puntos del ámbito de estudio y dentro de los afloramientos del P.Q. se localizan diques de rocas básicas que en la serie realizada intruyen según la S_0 , observándose como megacapas de espesor métrico con continuidad lateral hectométrica.

La edad de los materiales descritos aflorantes en el sector nororiental de la Faja Pirítica Ibérica es una cuestión muy debatida. SIMANCAS (1983), si bien los correlaciona con los del Grupo P-Q, encuentra en los alrededores del Cortijo del Pimpollar al noreste de la Hoja de Castilblanco de los Arroyos, una serie que presupone concordante con la anterior (Tesis Doctoral F. SIMANCAS, apdo. 1.2.3), en la que afloran los niveles de carbonatos. El inferior constituido por "grainstone" bioclásticos intercalados entre secuencias H.C.S. de grano medio del techo del P.Q. y otros carbonatos ubicados como parches pararrecifales entre coladas volcánicas básicas. De la descripción del contenido faunístico de estos niveles, concluye atribuyéndoles una edad Viseense Superior y además los correlaciona con rocas carbonatadas similares aflorantes en el río Agrío (Hoja de Aznalcóllar), datadas por HOFSTETTER (1979) con dicha edad.

La importancia del afloramiento del Pimpollar (Hoja de Castilblanco de los Arroyos, 940), en el encuadre regional, motivó que en los recorridos de campo se le prestara una mayor atención. A lo largo de esta investigación no se ha podido constatar la presencia de dichos carbonatos, si bien es cierta la existencia de series superiores sobre los materiales del Grupo P-Q.

Según se describe en la Hoja nº 940, y sin descartar la presencia de estas masas de carbonatos que al ser pequeñas han podido ser arrasadas por las labores de acondicionamiento de fincas, actualmente muy intensas, cabe realizar una serie de consideraciones sobre esta datación.

- En primer lugar, la descripción del contenido faunístico no define qué taxones son del nivel inferior y cuáles del superior, cuándo en la columna sintética se encuentran separados por decenas de metros y son de facies carbonatadas muy diferentes.
- Segundo, el análisis de la fauna que se cita, muestra que o estaba en mal estado en su mayoría o no se precisan las especies. Son géneros en su mayor parte de amplia distribución cronológica.
- Entre las especies citadas se relata las pertenecientes al Viseense (corales) pero se obvia que *Issinella devonica* (REITLINGER), *Archaediscus*, *Kestournikovi Raucer-Chernousova*, *Faciella Kizilia* son faunas del Fameniense-Tournaisiense Inferior.
- Por otra parte, las recientes dataciones de los carbonatos del río Agrio, muestran que se trata de sedimentos de edad Devónico Superior, posiblemente Fameniense.

De todo lo anteriormente expuesto, puede inferirse que en los carbonatos del Pimpollar (Hoja nº 940), puedan existir dos edades bien diferenciadas; los inferiores de edad Devónico Superior y correlacionables con uno de los niveles carbonatados que se definen dentro del Grupo P-Q en el ámbito cuencal, y los superiores que se encuadrarían en las series superiores de este sector, que se encuadrarían en el Complejo Vulcano Sedimentario (C.V.S.) de la F.P.I.

En resumen, los datos obtenidos en esta investigación inducen a considerar estas series (Media Fanega, Areniscas del Guadiamar, Formación Arroyo Quejigo, de SIMANCAS, 1983), con características lito

y cronoestratigráficas similares a las descritas en ámbitos meridionales de la F.P.I. para el Grupo P-Q en el cual quedan incluidas.

1.1.2.- PÉRMICO DEL VIAR

La Cuenca del Viar se configura como una depresión morfológica según una orientación NNO-SSE, con una extensión de más de 30 Km en su eje mayor y una amplitud máxima de 8 Km. Su borde oriental lo constituyen los materiales de la Z.O.M. y se observa como un brusco escalón morfológico sobre el suave relieve de la cuenca, en tanto que el borde occidental lo constituyen los materiales de la Z.S.P. y mostrando una morfología más atenuada y uniforme.

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

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

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

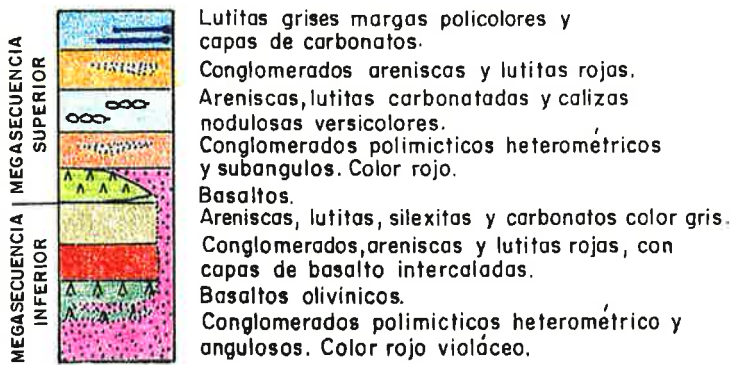
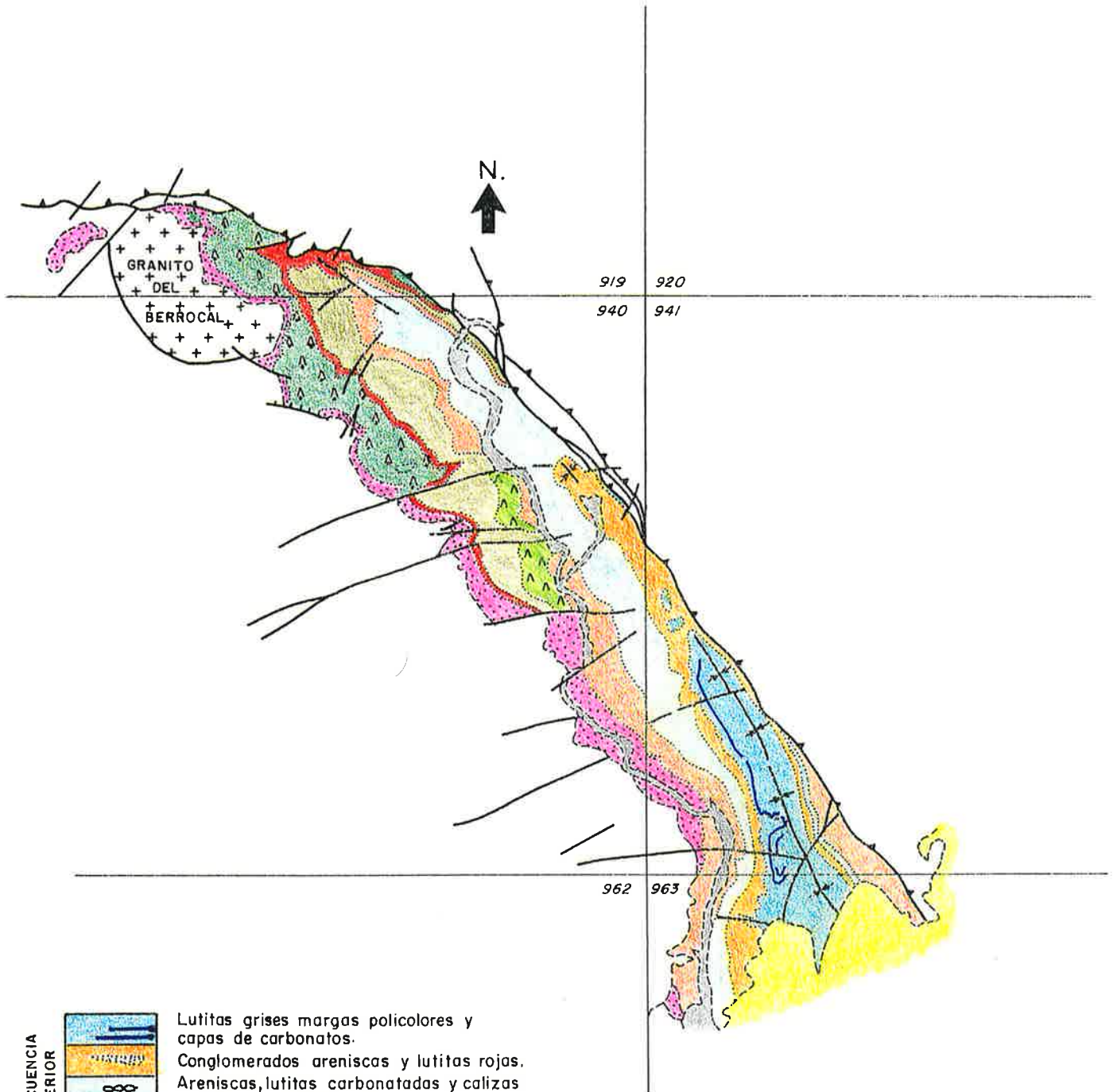
- a) Miembro basáltico y detrítico rojo de Gargantafría.
- b) Miembro detrítico silíceo gris de Los Canchales.
- c) Miembro basáltico superior.
- d) Secuencia detrítica roja superior, subdividida en el sector Sur en el Miembro detrítico rojo y Miembro carbonático.

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

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

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

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



CUENCA DEL VIAR

Fig.- 2

a) Megasecuencia Inferior

Los materiales más antiguos aflorantes en la Cuenca del Viar son potentes paquetes de conglomerados de color rojo vinoso discordantes sobre el sustrato de las rocas de la F.P.I. (número 15 según Hoja). Este tramo muestra unas capas inferiores con abundante matriz lutítico-arenosa, una heterometría muy marcada con bloques de hasta 1 m³ en el 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 Grupo P-Q subredondeados a subangulosos con fuerte heterometría (bimodales) y finalizan con capas de cantos cuarcíticos (cuarcita blanca) de tamaño decimétrico en matriz lutítica roja, y cuya procedencia son los relieves de la cuarcita del Calvario situados al Norte (Pulo do Lobo).

En su proximidad, los conglomerados que afloran en el Arroyo de Calzadilla, heterométricos, con centil en m³, heterolíticos (“debris flow”) y coladas que se apoyan bien sobre el Pulo do Lobo, al Norte, bien sobre el granito, al Sur, puede observarse una gradación en la constitución del espectro de las capas y una zona de mezcla en

cuerpos de relleno de canal que arrancado de los abanicos de conglomerados se interestratifican en los basaltos.

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

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

Sobre y parcialmente interestratificado con estos conglomerados, se tiene el primer episodio de rocas básicas que aflora exclusivamente en el sector noreste, cuenta con magníficos afloramientos a lo largo de los Arroyos Calzadilla y Gargantafría. Son coladas de basaltos con niveles vacuolares a techo de las coladas. El color negro a gris verdoso. La textura predominante es la 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 las define como basaltos olivínicos con textura microporffídica fluidal.

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

El techo de las rocas efusivas de la megasecuencia inferior está constituido por un nivel muy continuo de conglomerados y arenas en secuencia de facies Gm-Gt-St, con cemento ferruginoso-silíceo que normalmente da un resalte cartografiable a lo largo de todo el borde noroccidental, la zona de fracturas senestras que enmarcan los afloramientos del segundo episodio efusivo.

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

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

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

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

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

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

fina blanda, constituidas por trenes de “ripples” y los “linsen” de igual litología.

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

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

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

- Capas de carbón: En la zona de los Canchales, a la altura del cortijo del Chaparral, hubo un pozo en el que se beneficiaron capas decimétricas de carbón, GAVALA (1927). Actualmente es difícil encontrar su ubicación y de las capas explotadas sólo en superficie afloran unas hiladas centimétricas (2 a 3 cm) sobre un suelo de vegetación en lutitas grises bien desarrollado.

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

- Capas decimétricas de subarcosas de grano medio, gradadas con escasa matriz y cemento silíceo. Muestran estructuras H.C.S., y en general, son secuencias PHX y HXM de WALKER *et al* (1983). Están intercaladas en lutitas grises en las secuencias intermedias y superiores del tramo gris.

- Por último, cabe reseñar que en la serie del Cortijo Palacios, el techo de la secuencia superior son dos tonstein decimétricos.

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

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

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

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

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

El aporte volcánico si bien continuo, es muy importante hacia techo, lo cual parece evidenciar una actividad volcánica próxima como

fuentes 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, por ejemplo en la Cordillera Ibérica (Atienza, Guadalajara).

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

b) Megasecuencia Superior

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

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

comprendido entre los Arroyos de Fuentes Blancas y del Carpio, muestra buenos afloramientos de estos basaltos.

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

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

Los tramos de conglomerados y areniscas son en general cuerpos con base erosiva, estratificación cruzada en surco, cruzada tabular con "ribs" de gravas, de cuarzo a techo y laminación de "ripples" en las areniscas.

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

La morfología de estos rellenos de canal indica que la tipología fluvial era variable, ya que si bien normalmente responde a unas características de ríos con canales entrecruzados ("braided") con

fuerte desarrollo de los sistemas de barras, en otros cuerpos la acreción lateral parece definir ríos de tipo meandriforme, y por último no es infrecuente la observación de canales individualizados en masas heterolíticas en las que son muy erosivos (incisiones de ángulo $> 40^\circ$).

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

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

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

En general se trata del acúmulo de una secuencia elemental positiva constituida por un término de arenisca de grano fino a veces con grava dispersa, con laminación paralela y cruzada de "ripples" en paso a fangolitas rojas con bioturbación creciente, en las que hacia techo se intercalan nódulos carbonatados y niveles carbonatados nodulizados en el tramo inferior, en tanto que el techo de la serie aflorante en la Cuenca del Viar está caracterizada por capas de micritas y biomicritas grises a crema con porosidad fenestral muy

desarrollada, de tal forma que algunas capas tienen aspecto intraclástico (brechas de cantos). Hay sílex en nódulos de color negro y gris, y capas discontinuas de sílex intercalados en los paquetes margosos de color blanco que separan las calizas. El contenido faunístico de estas calizas es de ostrácodos y gasterópodos.

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

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

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

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

El color uniformemente rojo violáceo, salvo en las "Capas grises", podría llevar a considerar que el modelo abanico aluvial-fluvial

braided-lago propuesto se desarrollara en un clima árido o por el contrario, fueron depósitos lateríticos tropicales.

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

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

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

A partir de la campaña de sísmica que realizó GARCÍA SIÑERIZ (1944), SIMANCAS (1983), confecciona un mapa de isobatas de la

base del Pérmico por el que puede determinarse que la cuenca muestra un aumento en los espesores hacia el sureste, siendo probable que, dado el encuadre cartográfico de las megasecuencias, este hecho sea un reflejo de la disposición sedimentaria original, en la que se pone de manifiesto una migración del depocentro de la primera a la segunda megasecuencia en sentido NNE-SSO.

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

1.1.3.- ROCAS PLUTÓNICAS DE Z.S.P.

Granitos, Monzogranitos Y Granodioritas (1)

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

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

La característica sobresaliente de estos granitoides es la variabilidad a escala de afloramiento, que viene marcada principalmente por el tamaño

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

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

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

Dentro de la mesostasis que forman estas rocas suelen observarse texturas afaníticas recristalizadas o bien texturas granofíricas de grano fino, formadas por intercrecimientos de cuarzo y plagioclasa albítica, de forma ocasional puede participar feldespatos 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 tienen un contenido en Anortita entre An_{60-40} y suelen estar muy alterados, y en los bordes, el contenido en Anortita oscila entre An_{20-10} . Los fenocristales de plagioclasa muestran hábito subhedral, con tamaños de 10-12 mm, tienen macla polisintética con zonación concéntrica.

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

La biotita se presenta en cristales aislados o en agregados, con tamaño de grano fino a medio. Tiene hábito anhedral a subhedral, con un

pleocroismo que varía desde marrón a pardo amarillento. Tiene inclusiones de minerales opacos, apatito acicular y de circón, estos últimos desarrollan halos pleocroicos.

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

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

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

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

Los procesos de alteración de las paragénesis ígneas primarias de estos granitoides son, en general, muy importantes y consisten, principalmente, en la degradación de la plagioclasa, que se transforma a tipos albíticos, con neoformación de epidota-zoisita-clinozoisita, prehnita y carbonatos. La biotita se transforma a clorita, dando como subproducto a prehnita, esfena, epidota y opacos, los cuales tienden a disponerse entre los planos de exfoliación (001). El anfíbol hornbléndico se degrada a un anfíbol actinolítico más biotita, generándose como subproductos clorita,

esfena, epidota, clinozoisita, sericita, moscovita y opacos, estos últimos dan lugar a una textura muy particular, al disponerse entre los planos de exfoliación del anfíbol.

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

En relación gradual o compleja con este granitoide, se encuentran variedades de aspecto más plutónico y corresponden a granitoides heterogranulares de grano fino a medio, cuya composición puede variar desde variedades más ácidas a más básicas, así para los granitoides de composición más ácida, la mineralogía principal consta de cuarzo y plagioclasa ácida y para las variedades más básicas la composición de los minerales principales son cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíbol. Dentro de estos granitoides se observa una textura microporfídica, debida a la presencia de microfenocristales de cristales de cuarzo de alta temperatura con hábito euhedral y plagioclasa. Menos frecuentes son los microfenocristales de biotita y anfíbol. En general, en estos granitoides la mesostasis tiene textura hipidiomorfa, y para las variedades de grano fino es frecuente observar texturas granofíricas de intercrecimiento de cuarzo y plagioclasa. Este tipo de granitoide puede observarse hacia el NO de la Hoja.

Rocas Básicas (Dioritas) (2)

Al NO del macizo de El Berrocal, y asociado a la zona de mezcla, se ha diferenciado cartográficamente una zona compuesta en su mayoría por rocas básicas, que en campo presentan las siguientes características, son rocas de un color gris oscuro, con un tamaño de grano medio-fino y con carácter porfídico. Este último viene marcado por la presencia de

fenocristales de plagioclasa, de hábito idiomorfo y con un tamaño que no llega a superar los 10 mm. También se observan, de forma aislada y escasa, cristales de cuarzo, con formas redondeadas a subidiomorfos y que tienen orlas de biotita junto con epidotas.

En lámina delgada, las texturas que se observan son holocristalina, inequigranular de grano medio-fino a muy grueso, hipidiomorfa y subofítica. Dentro de los afloramientos de grano grueso a muy grueso la textura es 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 anhedral de composición más albítica.

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

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

El piroxeno es diópsido-augita. Muestra hábito subhedral-euhedral, no tiene pleocroismo. Puede observarse en cristales aislados o bien como restos dentro del anfíbol hornblenda. Presenta 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.

Granito de Grano Medio-Grueso, Biotítico con Granate. (Granito de El Berrocal) (3)

Este macizo tiene una forma elíptica y está constituido en su facies común por un granito-monzogranito biotítico, con un tamaño de grano medio-grueso, que varía de medio-grueso a grueso. Este granitoide aflora en el Sur de la Hoja, continuándose por la Hoja contigua de Castilblanco de los Arroyos (940).

En su parte Sur y Oeste, el granitoide intruye en materiales devónicos del Grupo P-Q, dando lugar a un débil metamorfismo de contacto. Hacia el Norte y el Este, el granitoide se encuentra recubierto por materiales del Pérmico, conglomerados y basaltos principalmente.

A escala de afloramiento se pueden observar, principalmente, tres facies, no cartografiadas. Hacia el Oeste se encuentra la facies común y está formada por un granitoide de grano medio-grueso a grueso, biotítico, con textura hipidiomorfa, siendo los fenocristales de feldespato potásico muy escasos y se encuentran aislados. Es hacia esta parte del macizo donde el granate es más abundante. Hacia el E, el granitoide presenta carácter porfídico, debido a la presencia de fenocristales de feldespato potásico. Por último, hacia la parte central se observan masas aisladas de un leucogranito de grano medio, poco biotítico, y que se destaca por tener una gran abundancia de cavidades microlíticas. Las dos primeras facies afloran en bolos de tamaño métrico, redondeadas, que dan lugar a berrocales, de donde toma el nombre la finca en la cual se encuentra dicho granitoide. El contacto entre ambas facies es muy gradual, siendo la única diferencia, el aumento en fenocristales de feldespato potásico. En cambio, la facie leucocrática muestra afloramientos tableados sobre ambas facies, dando lugar a bolos pequeños, con formas angulosas.

A continuación se describen las características petrográficas de las dos facies principales, ya que son las mismas, siendo la única diferencia el contenido en fenocristales de feldespato potásico.

Las texturas que presentan son holocristalina, inequigranular de grano medio a grueso, hipidiomorfa, porfídica.

Los minerales principales son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Como minerales accesorios se encuentran opacos, apatito, circón, granate, turmalina, cordierita. Los minerales secundarios son sericita, epidota, zoisita-clinozoisita, clorita, esfena, feldespato potásico.

El cuarzo tiene hábito anhedral a subhedral, estos últimos muestran golfos de corrosión, así como texturas micrográficas con el feldespato potásico. En general, los cristales son monocristalinos con extinción ondulante y tendencia a formar subgranos.

La plagioclasa muestra hábito subhedral, con macla polisintética y zonación concéntrica normal. Algunos cristales muestran un tamaño de 1 mm, con hábito subhedral-prismático, que da junto con el feldespato potásico, el carácter microporfídico a la roca. Como inclusiones tiene cuarzo, biotita. En general, la plagioclasa presenta procesos de alteración en la parte central de los cristales, a un agregado de sericita más minerales del grupo de la epidota.

El feldespato potásico muestra hábito anhedral a subhedral con macla de microclina y con pertitas. Tiene inclusiones de cuarzo, biotita y plagioclasa, que a su vez tienen hábito subhedral a euhedral.

La biotita muestra hábito subhedral, y tiende a presentarse en agregados de varios cristales. Tiene un pleocroismo que varía de marrón rojizo a amarillo-pardo. Las inclusiones son de minerales opacos, apatito acicular y circón, éste desarrolla halos metamórficos y pleocroicos. En algunas biotitas se observan granates, dispuestos paralelamente a las líneas de exfoliación (001).

El granate muestra hábito anhedral a subhedral, con un tamaño que puede alcanzar los 5 mm y con textura poiquilítica, incluyendo a cuarzo y biotita.

La turmalina es más fácil observarla a escala de afloramiento que en lámina delgada. Tiene hábito subhedral y un pleocroismo fuerte.

El apatito muestra hábito acicular y siempre se encuentra como inclusión en los minerales principales.

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

Afloran como una banda estrecha, de menos de un kilómetro de anchura, que bordea de forma discontinua el límite meridional de Ossa Morena

desde el oeste de Beja en Portugal, hasta las proximidades de Villanueva del Rífo y Minas en la Hoja nº 941 (Ventas Quemadas).

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 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.

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.

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

La edad atribuida a esta unidad en virtud de razones puramente tectoestratigráficas varía desde su atribución al infracámbrico. ELORZA (1970) a su correlación con el proceso de oceanización de edad Ordovícico inferior, rápidamente abortado. BARD (1977), SIMANCAS (1982), APALATEGUI *et al* (1986) al situarlas como base del Grupo Pulo

do Lobo, les asignan una edad Silúrico-Devónico y QUESADA (1992) las sitúa en una cronología Silúrico-Devónico inferior. Estas dos últimas propuestas son las que se siguen en este proyecto.

1.2.3.- ESQUISTOS VERDES, ESQUISTOS NEGROS CON ANFIBOLITAS Y CUARCITAS BLANCAS

Entre las dos estructuras de cabalgamiento, con dirección E-O y vergencia Sur, ubicadas en el sector meridional de Almadén de la Plata y que se extienden desde Santa Olalla de Cala al Oeste, hasta el Río Viar al Este, afloran un conjunto de metasedimentos en los que se alternan metapelitas con meta areniscas, generalmente de colores grises a verdosos y amarillento, atribuidos al Pulo do Lobo (s.str.). En este sector la unidad muestra un tramo aparentemente continuo de metareniscas masivas de color blanco a marfileño, conocido como "Cuarcita del Calvario" SIMANCAS (1982) apelativo tomado del vértice del mismo nombre, situado al Sur de Almadén de la Plata.

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

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 (CBBC) donde afloran materiales, intensamente reactivados en el hercínico, de edad y significado discutido (ÁBALOS *et al.* 1991a y b, 1993; AZOR *et al.* 1993); el antifforme de Olivenza-Monesterio, donde se encuentran los mejores y más extensos afloramientos y los afloramientos de dimensiones reducidas que jalonan el límite con la Z.S.P. (macizo de Aracena, Serpa, Beja, etc.). Finalmente, hay que mencionar algunos afloramientos del sector portugués como, la antiforma de Estremoz y algunas áreas con materiales precámbricos de alto grado en los alrededores de Evora (CARVALHOSA, 1983), donde todas las evidencias indican que se trata de un domo metamórfico cadomiense.

Se ha propuesto que la Z.O.M. es un terreno agregado al autóctono centroibérico durante el Cadomiense y que durante el hercínico pasa a formar un margen pasivo con caracteres de miogeosinclinal, que es estructurado durante el Carbonífero (RIBEIRO *et al.*, 1989; QUESADA, 1990). Sin embargo, la evolución Cadomiense en relación con el autóctono centroibérico no se ha podido aclarar por el momento. Asimismo, se ha propuesto la existencia en la Z.O.M. de secuencias proterozoicas que

representan diferentes ambientes geotectónicos, desde secuencias de rift y margen pasivo, hasta cuencas con series sintectónicas y arcos volcánicos continentales (QUESADA *et al.* 1987). Las secuencias más bajas de estas sucesiones estarían expuestas en el CBBC, donde conforman un apilamiento de láminas tectónicas con deformación dúctil, con rocas de alto grado metamórfico (gneises, anfibolitas y retroeclogitas) sobre las que se encuentra la Serie Negra (ÁBALOS *et al.* 1991b). Sin embargo, las relaciones entre los materiales constituyentes de las distintas láminas y la naturaleza y significado de los protolitos no están suficientemente esclarecidos.

Las rocas más antiguas que afloran en la Z.O.M., exceptuado el CBBC, son de edad Proterozoico Superior (Rifeense). Muestran caracteres bastante uniformes y, a grandes rasgos, se pueden subdividir en dos conjuntos: un conjunto inferior compuesto predominantemente por rocas pelítico-grauváquicas afectadas por un metamorfismo de grado bajo a alto (Serie Negra), y un conjunto superior de carácter 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 estudiada el Precámbrico aflora en la terminación meridional de la antiforma de Monesterio en la Hoja de Almadén de la Plata, en la prolongación de esta estructura en el sur y el norte de las Hojas de Constantina y Ventas Quemadas respectivamente, en el sector meridional de la Hoja de Córdoba y en el núcleo del domo de Almadén de la Plata. Finalmente hay que señalar que en la zona más profunda del núcleo metamórfico de Lora del Río 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 (Bodonai-Cala) y discordante sobre ella, se deposita una serie vulcanosedimentaria ácida de quimismo calcoalcalino que al techo pasa gradualmente a los sedimentos carbonatados. En el flanco septentrional discordantemente sobre la Serie Negra, se deposita una secuencia vulcanosedimentaria intermedia calcoalcalina (Fm. Malcocinado), sobre ésta se deposita discordantemente la Fm. Torreárboles que pasa gradualmente al Cámbrico Inferior.

Estratigráfica y estructuralmente se pueden separar dos dominios mayores que corresponden al flanco norte y sur respectivamente de la antiforma de Monesterio, separados por el cabalgamiento de igual nombre, en los que la secuencia paleozoica muestra algunas diferencias. Sin embargo los Precámbricos tipo Serie Negra son muy similares en todas las zonas reconocidas, aunque se observan diferencias en el grado metamórfico. Por ello la descripción de los materiales se hará de forma conjunta para los precámbricos, mientras que los paleozoicos de los flancos norte y sur se describirán de manera independiente.

Discordante sobre el Proterozoico se encuentra una serie paleozoica en la que el Cámbrico alcanza un gran desarrollo mientras los materiales del paleozoico medio están representados de forma más limitada, concentrándose en los sectores meridionales. En el Cámbrico se pueden reconocer de forma simplificada un tramo detrítico inferior, un tramo carbonatado y un tramo detrítico superior (VEGAS, 1971). Este último contiene numerosas intercalaciones de rocas ígneas (volcánicas y plutónicas) representativas de un magmatismo bimodal de tipo rift, que puede llegar a constituir cuerpos de entidad cartográfica regional. El

paleozoico medio se encuentra especialmente en el sector meridional y tiene un carácter marcadamente pelítico, en contraste con la acusada influencia clástica de los materiales de igual edad en otras zonas del Macizo Ibérico. Finalmente el Devónico y Carbonífero corresponden a secuencias sinorogénicas y el último incluye importantes episodios magmáticos que permiten compararlo con la Z.S.P.

1.3.1.- PRECÁMBRICO

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

1.3.1.1.- MATERIALES TIPO SERIE NEGRA (25, 26)

En la antiforma de Monesterio, dentro del conjunto pelítico-grauváquico inferior mencionado anteriormente, la sucesión comprende de muro a techo un complejo migmatítico basal y una secuencia esquistosa, indiferenciada en cartografía, en la que se reconocen dos tramos; una sucesión de esquistos biotíticos (Sucesión de Montemolín) (25) y una monótona alternancia de metagauvacass y pizarras (Sucesión de Tentudía) (26), ambas del Proterozoico superior. Todos los materiales semejantes a estos, en los que predominan los colores oscuros fueron denominados "Serie Negra" por CARVALHOSA (1965), aunque en la definición original se incluía el conjunto

volcanosedimentario superior, que en la actualidad se considera independiente.

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

La Sucesión de Montemolín (25) está compuesta por dos tramos. El tramo basal está formado por esquistos biotíticos con intercalaciones de anfibolitas, cuarcitas negras y pequeños lechos de rocas carbonatadas, afectados por un metamorfismo de grado medio, que pasa a una alternancia de esquistos y cuarzo-esquistos, con una intercalación decamétrica de anfibolitas, cuyo grado metamórfico disminuye de forma progresiva. En distintos niveles aparecen cuarcitas negras, con pequeños lechos de carbonatos asociados, que constituyen intercalaciones de escasa potencia, pero de gran continuidad lateral, suelen estar situadas en las proximidades de niveles volcánicos, siendo una de las litologías más características del Proterozoico en toda la Z.O.M. La potencia de esta sucesión debe superar los 1.000 m.

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

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

Las cuarcitas negras tienen una textura granoblástica, casi siempre bandeada, y una mineralogía simple constituida de forma casi exclusiva por cristales de cuarzo entre los que se observa una diseminación de pequeños cristalitos de grafito y opacos.

Por encima, en paso transicional, se encuentra una serie muy monótona de varios cientos de metros (500-1000 m), denominada sucesión de Tentudía, compuesta por una alternancia de metagrauvacas y pizarras grises o negras con intercalaciones de cuarcitas negras y lentejones de lilitas y tramos carbonatados,

esquistos oscuros, metatobas, meta-andesitas y otras rocas de origen volcanosedimentario. Esta serie, en la que se incrementa la proporción de materiales groseros y de la influencia volcánica en relación a los materiales subyacentes, ocupa la mayor parte de los afloramientos precámbricos del área estudiada a excepción de los materiales que bordean los granitoides cadomienses del sector del Pintado. Esta serie alcanza su mayor desarrollo en el sector del monte Tentudía, en el bloque inferior del cabalgamiento de Monesterio, de donde procede su nombre. El metamorfismo que presenta esta sucesión es de grado bajo a muy bajo.

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

Finalmente, en el núcleo de la estructura de Almadén de la Plata, afloran materiales precámbricos comparables. Aquí, ÁBALOS *et al.* (1991) diferencian una unidad inferior de gneises blastomiloníticos sobre la que se dispone una unidad esquistosa. La primera incluye ortogneises calcoalcalinos y alcalinos, migmatitas, paragneises cordieríticos, rocas de silicatos cálcicos y cuarcitas negras. La segunda está constituida por esquistos, ortogneises y paragneises, con delgados lechos de mármoles, anfibolitas y cuarcitas negras. Ambos conjuntos presentan asociaciones metamórficas de grado alto que

alcanzan la zona de la sillimanita. La diferencia principal entre estos dos conjuntos reside en la presencia de una foliación milonítica generalizada y un máximo térmico algo mayor en la unidad inferior. Al microscopio los ortogneises muestran una textura gneísica en la que se reconocen megacrystales de feldespato y plagioclasa en una matriz cuarzofeldespática rica en biotita y grafito. Los esquistos y paragneises tienen textura granolepidoblástica que define una foliación irregular marcada por cuarzo y biotitas y contienen porfiroblastos de andalucita y cantidades menores de sillimanita, turmalina y grafito.

Desde el punto de vista regional esta serie es perfectamente equiparable a la Serie Negra y en concreto puede correlacionarse con las series metamórficas que ocupan el núcleo de la cuña Aguafría-Cortegana en el macizo de Aracena.

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

1.3.2.- SERIES VULCANOSSEDIMENTARIAS FINIPROTEROZOICAS

Discordantes sobre la Serie Negra se encuentran, en toda la Z.O.M., conjuntos variados y complejos de rocas volcánicas y vulcanosedimentarias del Precámbrico terminal (Rifeense Superior-Vendiense), que representan un arco volcánico continental de tipo andino sin- a tardiorogénico (EGUILUZ, 1988; CARRETERO *et al.*, 1989). Estas

series cambian lateralmente de facies, pero la mayor variabilidad parece producirse transversalmente a las estructuras, lo que ha originado la utilización de nombres diversos en cada sector, como Formación Malcocinado (FRICKE, 1941), complejo de Bodonal-Cala (HERNÁNDEZ-ENRILE, 1971; EGUILUZ, 1988), serie de Jabugo (BARD, 1969), etc. En la antiforma de Monesterio la secuencia es netamente diferente en los flancos septentrional y meridional (Formación Malcocinado y complejo de Bodonal-Cala respectivamente), aunque ambas corresponden a unidades vulcanosedimentarias calcoalcalinas de carácter intermedio-ácido. Cada uno de estos conjuntos incluye potentes depósitos de materiales lávicos, volcánicos y volcanoclásticos interestratificados con materiales detríticos y carbonatados, e intruídos por algunos plutones, de tamaño variable, de rocas graníticas genética y espacialmente asociadas. La potencia, muy variable, alcanza localmente varios centenares de metros, aunque en este sector es inferior.

1.3.2.1.- FORMACIÓN MALCOCINADO (27)

Aparece en el bloque superior del cabalgamiento de Monesterio y tiene un carácter clástico más acusado, siendo muy abundantes los términos conglomeráticos. La composición varía espacialmente incrementando el carácter básico lateralmente hacia el SE, en las hojas de Posadas y Córdoba, donde las andesitas son mayoritarias (Fm. San Jerónimo de LIÑÁN, 1978). A escala regional también se observa un aumento de estos términos hacia el norte. En el área estudiada forman una banda que, discordante sobre la Serie Negra, se prolonga desde el sur de Constantina hasta las inmediaciones del embalse del Pintado. En ella son abundantes las rocas tobáceas y epiclásticas, que presentan intercalaciones de paquetes conglomeráticos de espesor variable, constituidos por cantos de composición volcánica y otros del

substrato, especialmente de pizarras, grauvacas, granitoides, cuarzo y cuarcitas negras. Algunos de los cantos del substrato presentan una estructuración previa (EGUILUZ, 1988). Además pueden presentar intercalaciones de tobas y rocas lávicas. En general forman una secuencia irregular y compleja en la que es difícil dilucidar la proporción de material volcánico y sedimentario y en la que los cantos conglomeráticos pueden formar paquetes con poca matriz o aparecer dispersos en una matriz que siempre tiene una elevada proporción de material volcánico. A techo aumenta la proporción de material retrabajado y terrígenos hasta aparecer rocas arcóscicas en el límite con los materiales cámbricos (Fm. Torreárboles).

Al microscopio se observa una mesostasis de grano fino rica en sericita y cuarzo entre la que se distribuyen cristales algo más grandes de plagioclasa. Dispersos en esta matriz se encuentran fenocristales irregulares de cuarzo, plagioclasa y fragmentos de rocas lávicas de composición variable (andesitas a riolitas). Como accesorios aparecen turmalina, circón, apatito, esfena y opacos. Los conglomerados tienen una matriz similar, pero el tamaño y variedad de los cantos es mucho mayor. Las rocas lávicas reconocidas son escasas y corresponden a rocas con texturas traquíticas o a tobas cristalinas de composición riolítica.

1.3.2.2.- COMPLEJO BODONAL-CALA

Es un conjunto de rocas volcánicas, volcanoclásticas (piroclásticas y epiclásticas), pórfidos riolíticos, riolitas, dacitas, tobas cristalinas y brechas que aflora a lo largo del flanco sur de la antiforma de Monesterio y que se prolonga hasta las proximidades de La Puebla de los Infantes. Por lo general se trata de rocas ácidas y, en menor

proporción, intermedias que intercalan materiales cineríticos y epiclásticos de aspecto pizarroso. Lateralmente pasan a rocas epiclásticas de composición arcósica. Los materiales más característicos corresponden a tobas cristalinas y cineritas que definen coladas ignimbríticas. Estas rocas son abundantes en la parte inferior mientras que a techo predominan las cineritas, con frecuencia de colores grises y azulados, que pasan de forma gradual al tramo carbonatado del Cámbrico inferior (Calizas de Cañuelo de Schneider, 1939) a través de un nivel de calcoesquistos.

En el área estudiada están bien representadas en la esquina noroeste de la Hoja de Almadén de la Plata en las elevaciones de la Sierra de San Roque y Ballesteros. Estos afloramientos se prolongan en dirección sureste a lo largo de la hoja hasta empalmar con los materiales volcánicos de la Sierra del Pedroso, localizándose los últimos afloramientos al norte del Cortijo de las Francas. Al igual que en otros sectores de la Z.O.M., los materiales más abundantes corresponden a tobas cristalinas, cineritas y metatobas de grano fino, si bien se encuentran además pasadas de aglomerados volcánicos y una cierta proporción de materiales epiclásticos. Por último señalar que en muchas zonas (Central del Pintado-Carral) estas rocas están fuertemente deformadas.

Las tobas cristalinas tienen un aspecto gneísico en las que se reconocen cristales a veces de varios centímetros de cuarzo y feldespato en una matriz de grano muy fino y colores claros o rosados. La mineralogía puede variar desde términos casi monominerálicos (tobas de feldespato potásico o tobas cuarcíticas) hasta rocas con diferentes minerales y fragmentos de rocas. Al microscopio, las tobas cristalinas muestran textura blastoporfídica a gneísica con fenocristales

milimétricos de cuarzo y feldespatos, con evidencias de su origen volcánico, en una mesostasis cuarzosericítica de grano fino. Estas rocas han sido denominadas en la literatura como "Porfiroides".

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

En el núcleo de Almadén de la Plata, discordante sobre la serie negra, se encuentra un potente paquete de riolitas y metatobas de claro origen piroclástico (ignimbritas). Son rocas masivas en las que se observan fragmentos angulosos de color rosado y composición riolítica en una mesostasis oscura igualmente ácida. Estas rocas son perfectamente correlacionables con los denominados Porfiroides de Jabugo (BARD, 1969) que aparecen en el macizo de Aracena, siendo ambas correlacionables con las rocas del complejo Bodonal Cala. Al microscopio están compuestas por fenocristales de cuarzo y plagioclasa en una matriz compuesta por cuarzo, moscovita, clorita, apatito, esfena, turmalina y opacos.

1.3.2.2.1.- Significado geodinámico y edad

La correlación entre los tramos volcanoclásticos es obvia, sin embargo, hay que matizar que la base es discordante sobre la Serie

Negra, tanto en el flanco septentrional como en el meridional (Hoja Puebla del Maestro, en prensa), pero hacia el techo en el flanco N, aparece la Fm. Torreárboles, que culmina en transición con el tramo carbonatado, mientras que en el flanco meridional el Complejo Bodonal-Cala, aparece más próximo al tramo carbonatado, con el que se sitúa en transición a techo. En los macizos meridionales (Almadén, Aracena, etc.) las volcanitas llegan a situarse por encima de calizas.

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

1.3.3.- CICLO HERCÍNICO

(DEPÓSITOS RELACIONADOS CON LA FASE RIFTING)

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

El medio de depósito de los materiales de la serie va evolucionando desde más somero en la base a más profundo a techo, dentro siempre de un ambiente sublitoral con aguas oxigenadas y sedimentación lenta (PRESUR-ADARO, 1988).

Al norte del anticlinorio y delimitada por estructuras tectónicas de ámbito regional en la Hoja nº 921 (Navas de la Concepción), en discordancia sobre la Serie Negra, aflora una potente sucesión de pizarras, metaareniscas y rocas volcanoclásticas, a las que se denomina Formación Loma del Aire.

En el ámbito cuencal su correlación se establecería con el conjunto de las Formaciones Malcocinado y Torreárboles, toda vez que este registro vulcanosedimentario se sitúa entre la Serie Negra a su base y la Formación Carbonatada a techo.

Al Sur del anticlinorio de Olivenza-Monesterio la Serie Detrítica Inferior tiene características propias y difícilmente correlacionables con los materiales descritos al norte de esta estructura. En este flanco meridional y en discordancia sobre la Serie Negra se encuentra una serie volcanosedimentaria que incluye facies volcánicas y subvolcánicas (riolita, lavas riolíticas, etc.) y materiales volcanoclásticos con todas las granulometrías posibles, desde aglomerados hasta términos cineríticos en cambio lateral

de facies a series epiclásticas (volcanoarenitas a lutitas). La intensa deformación confiere un aspecto textural característico, por lo que esta serie ha recibido el nombre de "Porfiroides de Bodonal-Cala", y al conjunto Complejo volcanosedimentario de Bodonal. (PRESUR-ADARO, 1988) o Complejo Bodonal-Cala (EGUILUZ, 1988).

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

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

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

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

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

La potencia de la serie en este área varía entre 250 m y 900 m según zonas y amplitud vertical atribuida, ya que en ocasiones se han incluido

en esta serie términos de las series detríticas supra y/o infrayacentes (ENADIMSA-PRESUR, 1988).

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

1.3.3.1.- CONGLOMERADOS, ARENISCAS (ARCOSAS) MASIVAS DE GRANO GRUESO (28), ARENISCAS (SUBARCOSAS) DE GRANO MEDIO-FINO, LUTITAS GRISES Y MARGOSAS (29). FORMACIÓN TORREÁRBOLES

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

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

1.3.3.1.1.- Miembro Inferior (28)

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

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

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

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

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

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

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

El espesor total de este tramo varía entre los 100 a 120 m en las series más condensadas y groseras de la Hoja de Constantina a centenares de metros (250 a 350 m) en Ventas Quemadas y NE de Almadén de la Plata.

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

1.3.3.1.2.- Miembro Superior (29)

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

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

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

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

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

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

Los cambios laterales y verticales con la serie carbonatada son visibles, tanto a nivel de afloramiento como en el ámbito cartográfico; ejemplo de lo descrito puede observarse en la carretera que desde el embalse del Pintado baja a la Central Hidroeléctrica del Río Viar.

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

En diversos sectores de las Hojas de Almadén de la Plata y la inmediata de Constantina, la Formación Torreárboles se muestra como un conjunto en el que no es posible la diferenciación cartográfica, dado que los pasos son muy graduales y el Miembro inferior de arenas masivas no tiene entidad suficiente.

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

1.3.3.2.- SERIE DETRÍTICO-CARBONATADA

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

En cualquier caso, esta serie constituye un litosoma con características bastantes uniformes a nivel cuencial.

Aunque la bibliografía sobre estos materiales es muy amplia, como ya quedó reseñado, los estudios referidos al ámbito estricto del proyecto son escasos salvo en la Hoja de Córdoba.

Las series realizadas en las canteras del Embalse del Pintado (Hoja de Almadén) y en el ferrocarril, entre Campoalla y Cazalla de la Sierra (Hoja de Constantina), pueden considerarse representativas de los depósitos de estas plataformas mixtas, al norte del anticlinorio.

En la serie del Embalse del Pintado, la secuencia son de orden centimétrico a decimétrico. La constitución de los términos es idéntica salvo que el término siliciclástico son arenas finas y limos de color amarillento y el término carbonatado son mudstone gris rosadas con birdseyes y dolomías o brechas de cantos planos dolomitizadas. En este caso la alternancia de colores no es tan definida, aunque sí se mantiene el aspecto de ritmita.

Esta unidad, por las características reseñadas, está constituida por sedimentos depositados en una llanura de mareas de baja energía, en la que además de cesar progresivamente la llegada de siliciclásticos de grano fino, se pasa desde subambientes de zona intermareal superior a media o mixta, manteniéndose un equilibrio prácticamente exacto entre subsidencia y velocidad de sedimentación durante centenares de metros.

Cuando el tramo suprayacente, que se describirá a continuación, tiene entidad tanto vertical como lateral, esta unidad puede diferenciarse cartográficamente (30).

En concordancia, paso gradual y cambio de facies (lateral y vertical), se tiene un litosoma esencialmente carbonatado que constituye un nivel guía en toda la Z.O.M.

En el sector de Almadén-Constantina esta unidad muestra un buen desarrollo con algunos buenos afloramientos en los que puede observarse con detalle su constitución.

Tanto en las series referidas como distintas observaciones parciales en otros sectores, confirman que en estos carbonatos pueden reconocerse tres tipos de secuencias:

- A. La más frecuente con espesores entre 50 m a 1,50 m y color gris, está constituida por un término basal de wackstone y packstone intraclásticas y oolíticas masivas, en paso a un término de mudstone con laminación paralela y porosidad, y un término superior constituido por capas de brechas de cantos planos. Este último término se observa exclusivamente en las secuencias basales de esta unidad.
- B. Otro tipo secuencial, menos frecuente, está constituido por un término inferior en packstone a grainstone oolítico-intraclásticas de color blanco seguido de wackstone a mudstone grises con clastos negros y birdseyes y, por último, mudstone con laminación paralela muy marcada por láminas de sílice negra. El espesor de este tipo secuencial varía entre 2 a 4 m.

Estas secuencias y su estructuración se corresponden con las definidas por JAMES (1980) como secuencias de somerización "muddy" y "grainy", respectivamente en depósitos de llanura de mareas de baja energía.

Localmente, en la Sierra de Cazalla y Cerro del Hierro, se ha observado un tercer tipo secuencial intercalado entre los anteriores.

Muestran un término inferior en grainstone oolito-bioclásticos de color blanco marmóreo, seguido de un término bioconstruido por estromatolitos de tipo LLH-S y SH-V sobre los que se apoyan estromatolitos estratiformes y capas de brechas de cantos planos. En algún caso (San Nicolás del Puerto), los estromatolitos columnares se apoyan en un término inferior conglomerático con cantos de los propios carbonatos y más escasos de grauvacas.

En esta unidad cartográfica (32), estas secuencias se estructuran con un predominio de las de tipo A en la base y las de tipo B, y en su caso, las estromatolíticas hacia techo.

Los tipos de secuencias descritos son atribuidos a depósitos de llanura de marea de baja energía en subambientes de llanura de marea inferior y submareales.

En algunos sectores, bien por la mala calidad de los afloramientos, bien porque el desarrollo del tramo carbonatado no permita su individualización cartográfica, ha sido necesario agrupar todo este registro sedimentario en una unidad cartográfica única en la que se integran las alternancias siliciclásticas carbonatadas, que en cualquier caso se estructuran en una secuencia carbonato creciente (31).

Al Sur del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio y sobre los materiales, el Complejo Bodonal-Cala, se tiene un horizonte carbonatado constituido por calizas esparíticas de grano grueso, dolomías amarillentas a crema, calizas dolomítizadas y micritas de color blanco a grisáceo en capas o bancos (36).

Tanto en la Hoja de Almadén como en los afloramientos de Constantina y Ventas Quemadas, localmente se reconocen facies que se asemejan a los tipos secuenciales descritos para las series septentrionales.

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

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

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

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

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

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

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

Microscópicamente están constituidas por cuarzo, albita, clorita y sericita como minerales principales. Como accesorios se ha detectado moscovita, opacos, materia carbonosa, turmalina y circón. Han sido

clasificadas como metareniscas albíticas de textura blastopsamítica de grano medio.

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

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

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

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

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

1.3.3.3.- SERIE DETRÍTICA SUPERIOR

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

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

estas denominaciones informales, las más citadas bibliográficamente, son las de Capas de Benalija y Alternancias de Cumbres.

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

La serie realizada (33) en las proximidades de la estación de ferrocarril de Alanís, en el borde norte de la Hoja de Constantina (920), muestra un tramo inferior constituido por un acúmulo de capas decimétricas, soldadas, que le confieren al tramo un aspecto masivo, constituido por fangolitas azuladas en las que se observa laminación paralela y linsen de limos blancos. El techo de este tramo es un banco de calizas blancas marmóreas, de 2 a 3 m de espesor y extensión lateral hectométrica. Se trata de esparitas de grano medio a grueso, algo dolomitizadas con limo de cuarzo disperso y fantasmas de aloquímicos.

La serie prosigue con una monótona sucesión de pelitas verdes azuladas con restos de trilobites que finalizan con un paquete de pizarras policolores con fauna de trilobites, en los que se determinan *Delgadella*, *Perrector*, *Alanisia* y *Saukianda*, que definen una edad Marianiense Inferior, RÁBANO, I. (com. pers.). En este tramo se han observado volcanitas básicas con muy escasa extensión lateral.

Sobre las pizarras moradas aflora una monótona sucesión constituida por un acúmulo sistemático de una secuencia elemental de orden decimétrico con un término basal en areniscas muy finas o limos gruesos de color blanco (subarcosa a cuarzoarenitas) con laminación

de ripples a techo, y un término de lutitas verdes con linsen de limos blancos y laminación paralela a techo. En este término, son esporádicos los hallazgos de macrofauna (trilobites).

Prosigue la serie con pelitas y fangolitas verdes masivas en las que lateralmente se observan pasos a pizarras moradas. La pirita, en cubos milimétricos, es una constante en este paquete. De forma gradual y progresiva se instaura una alternancia de paquetes decamétricos de pelitas verdes y/o policolores con paquetes constituidos por acúmulos de secuencias elementales de orden decimétrico, en los que se tiene un término inferior en areniscas (cuarzoarenitas a sublitarenita) de grano medio-fino con laminación de ripples, a veces con estructuras convolucionadas y eslumpadas, en paso a un término superior en lutitas verdoso amarillentas a veces rojizas, con estructuras linsen, flaser y laminación paralela. En este tramo se intercala una roca ácida (riolita porfídica) con abundante mineralización de oligisto y galena.

Sobre estos materiales se tienen una monótona sucesión de lutitas y fangolitas, predominantemente verdes, aunque lateralmente son múltiples las lentículas de pizarras violáceas o policolores que intercalan. La fauna de trilobites con *Gigantopygus* y *Saukianda* define una edad Marianiense Medio. RÁBANO, I. (com. pers.).

Los tramos superiores de las Capas de Benalija, en el ámbito de Constantina, están constituidos por una monótona alternancia de areniscas (subarcosas y sublitarenitas) de grano fino en capas centi a decimétricas (estrato y grano crecientes), con lutitas verdes en las intercapas. La fauna en este tramo es muy escasa, reconociéndose sólo fragmentos de trilobites no identificables. En áreas próximas (Hoja

nº 899), se les atribuye una edad Bilbiliense (parte superior del Cámbrico Inferior).

Al microscopio, los términos pizarrosos de esta formación presentan textura blastopelíticas, y están formados por cuarzo, sericita y clorita y, en menor proporción, plagioclasa, moscovita, biotita (detrítica), circón, apatito, rutilo, opacos, etc. Los niveles de pizarras moradas tienen idéntica composición si bien presentan mayor porcentaje de óxidos de hierro. Algunas muestras tienen abundante calcita y se clasifican como pizarras carbonatadas.

Los términos arenosos de esta formación, presentan una composición similar al de las pizarras, si bien aumenta la proporción del cuarzo sobre los filosilicatos, presentan textura blastosamítica y están formados por cuarzo, plagioclasa, sericita y clorita.

En la zona del Sinclinal del Pintado (límite de las Hojas de Constantina y Almadén de la Plata), las pizarras de Benalija, muestran una alteración importante. Con la revisión de las muestras de esta zona, se ha comprobado que los fenómenos de alteración se asocian a la aparición de blastos desordenados de biotita-clorita; el hecho realmente llamativo es que cuando es mayor la alteración, la roca presenta un mayor contenido en feldespato potásico, y la muestra es clasificada sistemáticamente como arcosa (la textura parece la de una roca sedimentaria).

Es difícil interpretar estos datos, y justificar la relación entre la aparición de rocas arcósicas y metamorfismo; a no ser que sea debido a un proceso metasomático (potasificación) simultáneo; el hecho de que las rocas arcósicas presenten texturas de rocas sedimentarias,

podría salvarse si el metamorfismo fuera previo a la deformación. Este supuesto induciría a pensar que los gabros y pórfidos graníticos del Pintado, deben ser de edad Paleozoico inferior, y podrían representar los equivalentes plutónicos de las rocas volcánicas que aparecen en esta misma Unidad en el Cámbrico medio.

Al Este de San Nicolás del Puerto (borde norte de la Hoja de Constantina), y en una posición estratigráfica equivalente a la primera intercalación de pizarras moradas descritas en la serie, se observa intercalados en la serie un paquete de conglomerados, en general con trama abierta, en los que dentro de una matriz pelítica de color verde amarillento se identifican clastos heterométricos y angulosos de caliza, pizarra, rocas volcánicas ácidas y básicas y escasas cuarcitas. Hay fragmentos del propio conglomerado englobados en la trama dando aspecto de coladas de debris inestabilizadas en el momento del depósito. Lateralmente desaparecen acuñándose en lutitas verdes con cantos dispersos y pizarras moradas con volcanitas básicas asociadas.

Del contexto general descrito para el registro sedimentario de las Capas de Benalija-Tamujar, se infiere que constituyen un ciclo de facies grano y estratocreciente, en el que a partir de las plataformas carbonatadas progresivamente cesa el depósito carbonatado, en tanto que aumentan los aportes siliciclásticos dando los depósitos inferiores de las Capas de Benalija asimilables a un medio de plataforma extensa bajo el nivel de ola. Las pizarras moradas al no ser horizontes continuos y estar relacionados en algunos casos directamente con rocas básicas, se explicarían como depósitos próximos a la localización de estas rocas efusivas, cuyos aportes fumarólicos de Fe y Mn tiñen los materiales depositados en su proximidad.

Esta actividad volcánica, acaecida principalmente en los tramos inferiores y medios de las Capas de Benalija, posiblemente denote una fracturación profunda en la plataforma con creación de morfologías diferenciadas que, a veces, son lo suficientemente importantes como para generar abanicos de conglomerados intracuenca, constituidos por clastos diversos del registro sedimentario precedente.

El ciclo de facies general en "posición regresiva", apunta a la emersión o erosión parcial que localmente se produce entre los depósitos del Cámbrico Inferior y los del Cámbrico Medio, ODRIOZOLA, J.A. *et al* (1984). La potencia mínima estimada es del orden de 600 a 700 m.

Al sur del anticlinorio de Olivenza-Monesterio, sobre los depósitos de la Serie Detrítico-Carbonatada, se tiene una potente sucesión (37) de pizarras verdes con nódulos carbonatados en la base que gradualmente pasan a pizarras con láminas intercaladas de limo blanco ocasionando un finísimo bandeado verde y blanco muy característico. En estos tramos se intercalan volcanitas ácidas de las Lomas del Gallinero y Acebuche (Hoja nº 919). En la sucesión y de forma progresiva, se intercalan capas de areniscas (sublitarenitas y subarcosas) micáceas, de grano medio y color gris, a veces muy oscuro, en capas de centi a decimétricas, que localmente tienen a amalgamarse dando paquetes métricos. Se han identificado secuencias gradadas de tipo HXM y más escasas PHXM, con estructuras de flujo (flute y grove) en las capas más gruesas.

Sobre estas capas tempestíticas de afinidad turbidítica, se tienen los paquetes superiores aflorantes constituidos por una alternancia de pizarras verdes y moradas con capas arenosas a veces gradadas,

constituyendo de nuevo un ciclo grano y estratocreciente, similar al descrito para los tramos inferiores.

De esta forma, la serie definida como "Alternancia de Cumbres" es muy parecida tanto litológicamente como en los aspectos sedimentológicos de detalle a lo descrito para las "Capas de Benalija-Tamujar".

1.3.4.- DEPÓSITOS RELACIONADOS CON EL MARGEN PASIVO

1.3.4.1.- INTRODUCCIÓN

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

1.3.4.2.- ORDOVÍCICO (38, 39, 40, 41)

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

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

De la serie realizada en el Embalse del Pintado y de las observaciones de campo realizadas en su entorno (Sinclinal del Valle), así como en los afloramientos de materiales Ordovícico-Devónicos que afloran al sur y a lo largo de la estructura denominada Falla de la Fundición (Hojas de Constantina y Ventas Quemadas), hasta el Cerrón del Hornillo puede establecerse que la serie ordovícica aflorante, siempre en contacto

mecanizado con el Cámbrico, comienza por un paquete de pizarras y limolitas verdes que intercalan capas de areniscas limoso micáceas de color pardo amarillento, más abundantes hacia techo (39). La bioturbación es continúa en todo el tramo. GUTIÉRREZ MARCO *et al* (1984) citan la presencia de incofósiles como Planolites, Paleophycos, Chondrites, Teichichmus, Monomorphichnus, y huellas de artrópodos indeterminables. Localmente este tramo pizarroso contiene en su parte superior nódulos y concreciones ferruginosas carbonatadas, en cuyo núcleo puede encontrarse fauna de trilobites, graptolites, conodontos, gasteropodos y braquiópodos que han precisado en esta área una edad Llanvir Superior-Llandeilo inferior. Aún cuando el contacto con el Cámbrico esta siempre mecanizado en lugares concretos del flanco Sur del Sinclinal del Valle se ha observado que, hacia la base de este tramo, hay gravas de cuarzo que pudieran ser los depósitos relacionados con la transgresiva. El espesor de este tramo no es inferior a los 150 m.

Sobre estas pizarras verdes y únicamente diferenciables en el entorno del embalse del Pintado, se encuentra un paquete (10 a 25 m) constituido por limos arenosos y areniscas micáceas que intercalan capas de oolitas ferruginosas. Este tramo, muy continuo, está representado en el Cerrón del Hornillo exclusivamente por capas decimétricas de oolitas ferruginosas (15 a 50 cm).

En el Sinclinal del Valle el techo de este tramo está constituido por un paquete de areniscas cuarcíticas de grano medio-fino, acarameladas, con laminación cruzada y techo de ripples (5). Este tramo no tiene un contenido faunístico que precise su edad, aunque por posición estratigráfica en la serie que se describe, se le asigne una edad Llandeilo. Horizontes de esta "oolita irostone" en posición

estratigráfica similar se conocen en las Zonas Centroibérica y Asturoccidental-Leonesa en Bretaña, en Bohemia y en el norte de África, desde Marruecos a Libia.

Lateralmente el tramo siliciclástico grueso, pasa a alternancias más finas y con menor cementación, haciendo indefinible su posición cartográfica por lo que se ha de cartografiar, localmente, como un conjunto único. El espesor del tramo de las areniscas y oolitas puede estimarse en 45 a 50 metros.

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

Los contactos inferior y superior de las calizas, tanto con las "oolitas irostone" como con las pizarras superiores (pizarras del Valle) son muy netos.

En detalle, la Caliza de Pelmatozoos está constituida con secuencia "grainy" JAMES (1980), con un término en packstone bioclásticas, rudíticas, de color blanco grisáceo y wackestone con birdeseyes de color gris, crema a rosado.

Hacia techo las packstone son muy escasas, de color crema a rojizo y dolomitizadas, en tanto que las wackestone a mudstone son las más abundantes con sílex en nódulos o láminas discontinuas, marcando la

estratificación. Son abundantes los estilolitos. ROBARDET (op cit) y HAFENRICHTER (op cit) mencionan en estos carbonatos la presencia de abundantes pelmatozoos y en menor proporción briozoos, tabulados, braquiópodos, cefalópodos, gasterópodos, restos de trilobites, conodontos y ostrácodos, que en conjunto definen una edad Caradoc-Ashgill para este tramo.

En diversos afloramientos de estas calizas se constata la presencia de una superficie irregular de características kársticas que afecta a las capas superiores del paquete.

Esta superficie muestra dolomitización y procesos edáficos de disolución y reprecipitación que ocasionan microbrechas acompañadas de costras estalactíticas que tapizan parcialmente las superficies.

Sobre la superficie karstificada se depositaron, además de los productos antes reseñados, fangolitas de color gris oscuro, carbonatadas que intercalan capas delgadas de carbonatos laminados. Este depósito no muestra signos de meteorización, por lo que el desarrollo del microkarst fue anterior a éstos depósitos.

Este microkarst se asocia al descenso eustático causado por la glaciación finiórdovícica que provocó la exposición subaérea de partes de la plataforma con depósitos carbonatados. Este hecho está reconocido en el ámbito cuencal, tal como se recoge en los trabajos de diversos autores, sobre calizas de la misma edad Macizo Hespérico. SARMIENTO (1990) en la "Caliza de Urbana", PARÍS *et al* (1981), en la "Caliza de la Formación Rosán" en Finisterre y la "Caliza de cistideos de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, CARLS (1975), la "Caliza de Guadarrama", "Caliza de La Aquiana", "Caliza de Portilla de

Luna" en la Z.C. y la "Caliza de Ayguafreda en Cataluña", GUTIÉRREZ MARCO *et al* 1984 (b).

HAFENRICHTER (op cit) opina que en la Z.O.M. se aprecia una profundización progresiva en sentido este-oeste durante el depósito de las "Calizas de Pelmatozoos".

Lo reducido de los afloramientos ordovícicos dentro del ámbito del proyecto no permiten emitir una opinión a este respecto. El único dato que apoyaría esta hipótesis es su mayor espesor, continuidad y presencia de facies biodetríticas en el Sinclinal del Valle (Hoja nº 919) respecto al del Cerrón del Hornillo (Hojas nº 941 y 942).

El espesor de esta caliza, si bien variable en razón del "karst" reseñado, no supera los 15 m.

Por encima de la "Caliza de Pelmatozoos" se tiene un tramo de espesor decamétrico en el que predominan las pizarras y limolitas de color gris oscuro en las que se intercalan varias capas decimétricas de constitución heterolítica, en la que se mezclan clastos de tamaño grava y procedencia volcánica, muy alterados y de color marrón, junto a arenas de grano medio-fino subredondeadas y gravas finas de cuarcitas angulosas (41).

El cemento es mixto silíceo-carbonatado. La constitución de estas capas, su ausencia de estructuras sedimentarias visibles y su posición estratigráfica induce a pensar que podrían representar niveles de tipo tillítico, originados en las fluctuaciones hielo-deshielo de la glaciación finiordovícica.

De forma gradual, en el tramo pizarroso, se intercalan capas centi a decimétricas de areniscas (litarenitas a sublitarenitas) de grano medio a fino, con colores gris oscuro a pardo, en las que se observa gradación y laminación de ripples de ola, de tipo H.C.S. En general son secuencia H.X.M. y muy escasas PHXM de constitución heterolítica, en las que la relación arena/pelita va de 1/3-3/2 a 1/6 hacia techo.

En los subtramos con relación arena/pelita 3/2 algunas capas llegan a amalgamarse dando niveles de 50 a 60 cm.

De esta forma este tramo pizarroso denominado "Pizarras del Valle" cuyo espesor estimado es de 70 a 80 m, son depósitos de plataforma externa, dominada por tormentas en los que se tiene un subciclo de facies en posición regresiva y un subciclo que llegaría desde éstos niveles a la base de las ampelitas silúricas en posición transgresiva.

En el subciclo inferior, con intercalaciones continuadas de capas heterolíticas y unas características sedimentológicas que nos indican una posición paleogeográfica de plataforma externa, lo cual comparativamente con las "Calizas del Pelmatozoos" y su microkarst, significaría un descenso muy brusco del nivel del mar (glaciación) y, por tanto, las "Pizarras del Valle" serían los depósitos transportados por las tormentas hacia plataforma externa durante este descenso y su contacto, aparentemente normal aunque karstificado con la "Caliza de Pelmatozoos" habría que considerarlo un límite de tipo 2 que separa un "highstand systems tract" ("Caliza de Pelmatozoos") de un "low o shelf margin systems tract" de la secuencia deposicional superior a dichas calizas.

Las "Pizarras del Valle" son generalmente pobres en fauna, aunque ROBARTET y GUTIÉRREZ MARCO (1990) citan la presencia de braquiópodos, equinodermos y escasos graptolites. Por su contenido faunístico y posición estratigráfica entre las "Calizas de Pelmatozoos" a muro y las ampelitas del Silúrico a techo, la edad asignada es de Ashgill terminal (Hirnantense), aunque los niveles superiores del subciclo de techo podrían pertenecer al Rhuddaniense (Llandovery inferior), en opinión de dichos autores.

Al Sur del anticlinorio de Olivenza-Monesterio y siempre en contacto mecánico con las series del Cámbrico, aflora una potente sucesión eminentemente siliciclástica denominada "Pizarras de Barranco" (38) que intercalan cuerpos de rocas volcánicas de carácter básico y en mucha menor proporción ácida.

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

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

En lámina delgada estos materiales están constituidos por cuarzo, moscovita, clorita, biotita y plagioclasa. La textura es milonítica, donde

se observan estructuras sigmoidales, que pliegan y transponen una "schistosity" previa.

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

Al microscopio son rocas constituidas por moscovita, clorita, cuarzo melanocratos, esfena, circón, etc., clasificadas como pizarras o filitas. Las areniscas varían de litarenitas a sublitarenita con cuarzo de grano fino abundante y con fragmentos de rocas en las que predominan los granos de esquistos negros y rocas ígneas muy alterados sobre todo los feldespatos. El cemento es silíceo y normalmente hay granos de apatito disperso.

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

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

igualmente escasos cristales de olivino alterados a antigonita y hematites.

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

En zonas próximas se citan pequeñas coladas de rocas ácidas (riolitas) que no han sido detectadas en el ámbito de este proyecto.

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

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

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

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

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

1.3.4.3.- SILÚRICO

En concordancia sobre las "Pizarras del Valle" se encuentra una sucesión constituida por pizarras negras (ampelitas), liditas, jaspes y tonsteins, centi a decimétricos con una enorme abundancia de restos fósiles (nº 42). Las capas con aporte volcánico son más abundantes hacia techos asociadas en gran medida, a las liditas y jaspes rojos, en tanto que las pizarras y limolitas negras o con láminas de arena intercaladas son prioritarias hacia la base.

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

JAEGER y ROBARDET (1979) indican que la fauna de esta sucesión está dominada ampliamente por los graptolitos, aunque precisan la

presencia de bivalvos y ortocerátidos en delgadas capas carbonatadas de los tramos superiores.

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

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

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

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

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

1.3.4.4.- DEVÓNICO

Son escasísimos los afloramientos atribuibles al Devónico en el flanco septentrional del anticlinorio. En la serie del Embalse del Pintado JAEGER y ROBARDET (op cit), citan la presencia de un Devónico inferior que comienza en el techo de las ampelitas y continúa con depósitos de pizarras y areniscas verdes.

El trabajo de WEYANT *et al.* (1988) es mucho más completo y detallado demostrando la presencia de un Devónico inferior muy completo y un Devónico superior discordante sobre el anterior bien representado.

En la serie realizada sólo ha podido constatarse dado el nivel de agua del pantano, los afloramientos que se atribuyen al Devónico inferior. En efecto, sobre las ampelitas negras superiores a las calizas del Pridoli, se tiene un nivel decimétrico constituido por un acúmulo de restos fósiles muy alterados en una matriz lutítico carbonatada. La base es erosiva y parece un lag residual de una tempestita métrica. Sobre este nivel la litología y el color cambian radicalmente y la serie está constituida por una monótona alternancia de areniscas en capas decimétricas y lutitas con un color gris a arena. Las estructuras

sedimentarias más comunes son la gradación y la laminación de ripples, con abundantes capas según se sube en la serie en las que se observa "hummocky cross stratification" (H.C.S.) de tipo PHXM y HXM. En las de tipo PHXM el término P comúnmente son restos de fauna.

La fauna abundante de graptolitos, braquiópodos, bivalvos, conodontos y cefalópodos, define una edad Lochkoviense-Emsiense para este tramo.

Estos autores confirman la existencia de un Devónico superior en afloramientos actualmente bajo el agua. Se trata de una sucesión de calizas alternantes con pizarras carbonatadas de color gris a verde, en las que la fauna es muy abundante. Destacan las calizas de crinoides y braquiópodos que sitúan en la base del tramo y cuya relación estratigráfica con la serie anterior no precisan, salvo que no datan el Devónico medio y pasan, de depósitos de edad Emsiense, a estas calizas de edad Fameniense. Los braquiópodos, moluscos, cefalópodos y numerosos horizontes de conodontos, les permiten realizar una paleontología detallada de esta serie definiendo el Frasniense Inferior y casi todo el Fameniense.

En el sector meridional del anticlinorio y en discordancia sobre las Pizarras de Barrancos, se encuentra una potente sucesión constituida por conglomerados, areniscas, calizas, margas y lutitas, que se denomina "Formación Terena" o Flysch de Terena (nº 45).

La sucesión muestra un tramo basal constituido por conglomerados con cantos de tamaño grava, areniscas con cantos dispersos y areniscas. El tramo aun siendo bastante continuo, varía de espesor

desde 1 a 20 m, observándose como cuerpos discontinuos de morfología canaliforme.

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

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

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

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

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

WEYANT *et al.* (1988) realizan varias estaciones de desmuestra en estas calizas dentro de la Hoja de Almadén de la Plata y su contenido en conodontos (*Palmatolepis perlobata*, *P. Minuta*, *P. Gabra Gabra*, etc.), permiten concluir sin ambigüedades que su edad es Fameniense y las correlaciona a su vez con las "Calizas de crinoides" de igual contenido faunístico descritas en la serie del Sinclinal del Valle.

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

1.3.5.- ROCAS ÍGNEAS

En la Z.O.M. se registra la superposición de dos ciclos orogénicos (cadomiense y hercínico) cada uno de los cuales lleva asociadas distintos tipos de rocas ígneas que jalonan los hitos evolutivos mayores de ambas historias orogénicas. Por ello parece que para la descripción de estas rocas se puede seguir un criterio cronológico que, a su vez, conlleva un

registro secuencial de los procesos geodinámicos principales causantes de la disposición actual de los distintos macizos y cuerpos ígnes. De acuerdo con este criterio se pueden diferenciar los siguientes grupos descriptivos: 1) Granitoides sinorogénicos cadomienses, 2) vulcanismo tardicadomiense, 3) plutonismo anorogénico y de Rift del Paleozoico inferior, 4) vulcanismo del Rift del Paleozoico inferior, 5) granitoides anatócticos hercínicos, 6) granitoides calcoalcalinos hercínicos. Las rocas volcánicas se han descrito en el capítulo anterior, en este epígrafe se centra en la descripción de las rocas intrusivas realizándose concisas puntualizaciones sobre las peculiaridades de las primeras.

1.3.5.1.- ROCAS FILONIANAS

Diabasas (14)

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

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

Aplitas y pórfidos ácidos (15)

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

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

1.3.5.2.- ROCAS PLUTÓNICAS

1.3.5.2.1.- Granitoides sinorogénicos cadomienses

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

Se trata de granitoides inhomogéneos entre los que se pueden reconocer granodioritas biotíticas variablemente porfídicas (16) y leucogranitos (17) de diverso tipo. Además incluyen un elevado número de enclaves metasedimentarios y restos de rocas anfibólicas y cuarcitas negras. La facies más abundante es la granodiorita que corresponde a una roca de biotítica de color grisáceo o de tonos marrones en la que, con frecuencia, se reconocen cristales tabulares

de feldespatos de tamaño centimétrico. Presenta una acusada tectonización o una foliación de desarrollo desigual, pero que frecuentemente se dispone muy tendida y que le confiere localmente un aspecto gneísico.

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

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

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

Estos macizos tienen evoluciones geoquímicas de tipo calcoalcalino y puede demostrarse que proceden de la anatexia de materiales del

tipo serie negra en condiciones de metamorfismo de presiones bajas análogas a las establecidas para el metamorfismo cadomiense (EGUILUZ *et al.* 1997).

1.3.5.2.2.- Vulcanismo tardicadomiense

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

1.3.5.2.3.- Plutonismo anorogénico y de Rift del Paleozoico inferior (18, 19)

Se refiere este apartado a los macizos que intruyen con posterioridad al inicio del depósito de Cámbrico inferior y que se relacionan de una

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

Los granitos de Sierra Padrona y el Pedrochal (18) son rocas de grano medio a fino, aspecto sacaroide y color marrón amarillento con tonos blancos, marrones o rojizos, especialmente el último. Pueden incluirse con un número importante de pequeños stocks que salpican la antiforma de monesterio como los de Calera, Tablada, Los Remedios etc. y que han sido denominados como granitos albíticos cataclásticos (FERNÁNDEZ CARRASCO *et al*, 1981). Muestran afloramientos elongados paralelamente a la estructura regional y pueden presentar zonas fuertemente deformadas o milonitizadas como sucede en el borde septentrional del Macizo de Sierra Padrona o en distintas zonas del Pedrochal. Normalmente dan lugar a la formación de relieves abruptos. Además suelen estar acompañados de cantidades subordinadas de rocas básicas microgranudas, aunque en ocasiones pueden ser dominantes.

Muestra una textura granular isométrica variablemente cataclástica definida por cristales milimétricos equigranulares de cuarzo,

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

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

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

Los gabros (19) corresponden a todo un conjunto de afloramientos fragmentarios, pero que en conjunto definen una alineación casi continua entre El Pedroso y el Guadalquivir a lo largo del flanco sur de

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

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

1.3.5.2.4.- Granitoides anatéticos hercínicos

Se trata de las rocas generadas durante la anatexia producida por el proceso extensional causante del emplazamiento de núcleo metamórfico de Lora del Río. Se incluyen, por tanto las granodioritas del macizo de las Camachas y los leucogranitos asociados a ellas.

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

1.3.5.2.5.- Granitoides calcoalcalinos hercínicos (20, 21, 22, 23, 24)

Corresponden a diferentes macizos de formas redondeadas o elipsoidales, encajados en materiales precámbricos o paleozoicos sobre los que desarrollan aureolas térmicas de gran extensión. Constituyen en general macizos complejos con tipos litológicos básicos a intermedios (gabros, dioritas, tonalitas, granitos) que en general definen una zonación inversa y asimétrica con los términos básicos concentrados en los sectores septentrionales. En el área de estudio se incluyen el complejo plutónico de Santa Olalla de Cala, cuya mitad oriental se ubica en el borde occidental de la Hoja de Almadén de la Plata, y dos pequeños afloramientos ubicados en el borde norte de la misma hoja, la terminación del stock de la Hoya de Santa María y el pequeño apófisis sito al norte de El Real de la Jara. Estos macizos comparten características con un buen número de complejos, sitos en la antiformal de Monesterio, entre los que pueden mencionarse Burguillos del Cerro, Valencia del Ventoso, Brovales, Bazana, Culebrín etc.

Todos estos cuerpos presentan tipos petrográficos semejantes, en consecuencia puede realizarse una descripción general válida a grandes rasgos para los distintos cuerpos. En consecuencia efectuaremos una descripción global de los tipos petrográficos más importantes, indicando en cada caso, de forma breve, los sectores de cada macizo en que afloran los distintos tipos litológicos. De cualquier forma, como rasgos generales aplicables a todos los macizos pueden señalarse los siguientes. Se trata de rocas granudas (granitoides en sentido amplio) de grano medio a grueso. Se diferencian facies oscuras de composición gabro-diorítica, ricas en anfíboles y con piroxeno subordinado, otras mesocratas de composición diorítico-tonalítica, ricas en biotita y con proporciones variables de anfíbol, y finalmente otras más leucocratas de composición granodiorítica o granítica con grandes cristales de biotita. Además pueden existir facies minoritarias (aplitoides, leucogranitos etc.) de desarrollo local. Con frecuencia presentan una foliación magmática, especialmente bien desarrollada en las facies dioríticas. También pueden encontrarse bandeados de acumulación que, en general, son problemáticos de diferenciar de los primeros. El otro hecho característico, ya mencionado, es la gran importancia de los procesos térmicos asociados que, en muchas ocasiones, dan lugar al desarrollo de importantes Skarns, con mucha frecuencia intensamente mineralizados. Conviene indicar que son estas formaciones las que dieron origen a la denominada banda de hierros de SO (VÁZQUEZ GUZMÁN y FERNÁNDEZ POMPA, 1976). De hecho en buena parte de estos macizos se alcanzan las condiciones de las corneanas piroxénicas y la anatexia. A continuación se describen de forma sucinta las principales facies diferenciadas.

Gabro-dioritas (24)

Se trata de rocas de grano medio y color gris oscuro o verdoso. Se trata de forma mayoritaria de cuarzodioritas anfibólicas o anfibolico biotíticas. Asimismo pueden encontrarse rocas gabroicas de aspecto acumulado y composición piroxenico anfibólica. Muestran texturas granudas a subofíticas definidas por grandes cristales tabulares de plagioclasa (An 40-60) variablemente alterados, otros irregulares, con frecuencia relacionados, de anfíbol y biotita y cuarzo intersticial. Como accesorios aparecen apatito, opacos y circón. Suelen mostrar transformaciones tardías que originan la aparición de clorita, sericita, epidota, calcita, etc. Las facies acumuladas corresponden a rocas enriquecidas en piroxeno (orto y clino) en las que la proporción de anfíbol respecto a biotita se incrementa, a la vez que la plagioclasa se hace más anortítica. En algunos casos puede aparecer olivino. Estas rocas aparecen esencialmente en el complejo de Santa Olalla de Cala, al oeste del Real de la Jara y han sido denominadas stock de Agua Blanca (CASQUET, 1980). Algunas rocas de este grupo pueden encontrarse igualmente en el plutón de El Pedroso, si bien aparecen en proporciones subordinadas.

Cuarzodioritas (23)

Son rocas de grano medio y color grisáceo que, en general se encuentran en transición con las precedentes y que suelen poseer una acusada foliación magmática marcada por la disposición paralela de las plagioclasas y resaltada por la orientación de los anfíboles y micas. Tienen textura granular y están compuestas por plagioclasa (30-40% An) en grandes cristales tabulares alargados, anfíbol (horblenda) y biotita, asociados y con formas algo menos

idiomorfos, y cuarzo intersticial. Normalmente se observa una gradación composicional, de forma que se pasa de rocas con anfíbol predominante, en las proximidades de la facies precedente, a rocas con biotita dominante, en las proximidades de las facies tonalíticas. De forma paralela se incrementa la proporción de cuarzo y disminuye el contenido en calcio de la plagioclasa. Como accesorios aparecen piroxeno, incluido en anfíbol, apatito, circón, opacos y esfena. Como secundarios se encuentran sericita, clorita, epidota, carbonato, anfíbol uralítico, etc. Esta facies se encuentra en el complejo de Santa Olalla de Cala, donde forma una banda de anchura hectométrica que rodea por el sur a la facies precedente y en el macizo, de El Pedroso-Ventas Quemadas en el sector septentrional, cerca de la primera localidad.

Tonalitas, granodioritas y granitos (20, 21, 22)

Son las rocas mayoritarias en todos los macizos. Se trata siempre de rocas granudas de grano grueso a muy grueso y colores que van de grisáceos a rosados, en función de la composición. Desde el punto de vista del afloramiento son siempre rocas muy semejantes caracterizadas por la presencia de grandes biotitas y que sólo se diferencian por el contenido mineral, especialmente en feldespato potásico. Muestran una foliación magmática definida por la disposición orientada de las biotitas, a menudo con buzamientos muy débiles, lo que condiciona una morfología en piedras aborregadas horizontalizadas. Tienen textura granular subidiomorfa y tienen una composición mineral análoga a la facies precedente. Plagioclasa, anfíbol, biotita, cuarzo y feldespato, los dos últimos intersticiales, son los constituyentes principales. Como accesorios se encuentran piroxeno, relicto en anfíbol, opacos, apatito, circón y

esfena. Al igual que en las otras facies se observan múltiples relaciones reaccionales entre distintos componentes como pasos de piroxeno a anfíbol y de este a biotita, sausrización, cloritización etc. Como resultado aparecen minerales secundarios como sericita, clorita, epidota, carbonato, anfíbol uralítico, etc. Esta facies se encuentra en todos los macizos. En el de Santa olalla corresponde esencialmente a tonalitas y en menor medida a granodioritas, que se alteran y condicionan zonas llanas deprimidas. En Ventas Quemadas dominan las facies graníticas grosera, por lo general muy alterada, que originan una potente cubierta edáfica. En La Hoya de Santa María domina una facies tonalítico anfibólica de grano medio, que origina igualmente un paisaje deprimido.

Las relaciones entre facies no son fáciles de establecer. Sobre el terreno parecen dominar los pasos transicionales, especialmente entre facies dioríticas. Sin embargo algunos contactos bruscos, en particular de las facies más ácidas con las intermedias o básicas, no permite descartar un cierto carácter intrusivo. Sin embargo esta discusión debe realizarse de forma detallada en cada plutón. De cualquier forma es de destacar la similitud de caracteres entre distintos plutones, lo que apunta hacia un origen único (PONS, 1982, BRUN Y PONS, 1981). Sin embargo no puede desecharse la posibilidad de que existan uno o más pulsos magmáticos con procesos complejos de interacción (BATEMAN *et al.* 1995, GARCÍA CASQUERO, 199?).

Finalmente de reseñarse que como consecuencia de la intensidad de los fenómenos de metamorfismo de contacto, en las zonas más internas o en los grandes roof pendant, es frecuente encontrar materiales migmatizados que, a menudo, alcanzan tasas de fusión

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

1.4.- CUATERNARIO

Los materiales cuaternarios reconocidos en la Hoja y con cierta entidad se restringirán a los depósitos aluviales del río Viar, en su sector meridional (Cuenca del Viar) y los de la Ribera de Cala. En ambos casos sólo se han detectado un nivel de terraza de tan escasa extensión que no es cartografiable a esta escala. Los coluviones sí tienen un mayor desarrollo, sobre todo asociados en las laderas de las alineaciones carbonatadas y del Devónico (Grupo P-Q y Fm. Terena). De todas formas y, salvo casos muy localizados, son motivo cartográfico.

2.- METAMORFISMO

2.1.- INTRODUCCIÓN

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

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

2.2.- METAMORFISMO CADOMIENSE

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

1988). Se han separado 5 zonas metamórficas (A, B, C, D, y E) entre las facies metamórficas del grado muy bajo y la zona de grado alto con anatexia. Esta serie de facies, caracterizada por la presencia de andalucita, sillimanita y cordierita como únicos minerales índice de metamorfismo, es representativa de un gradiente geotérmico de bajas presiones y altas temperaturas (70° C/Km; EGUILUZ, 1988), que en las zonas profundas da lugar a importantes procesos de migmatización (Granitoides anatéticos de la central del Pintado, Atalayuelas y Garrotal). *Fig. 3*

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

2.2.1.- PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS PROTEROZOICAS

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

Metapelitas

Las rocas pelíticas incluyen una gama relativamente variada de tipos litológicos que van de las pizarras y grauvacas, predominantes en las áreas de grado bajo, a los esquistos, cuarzoesquistos, gneises y migmatitas frecuentes en las áreas de grado medio y alto. Todas ellas presentan una foliación metamórfica que varía desde una pizarrosidad o

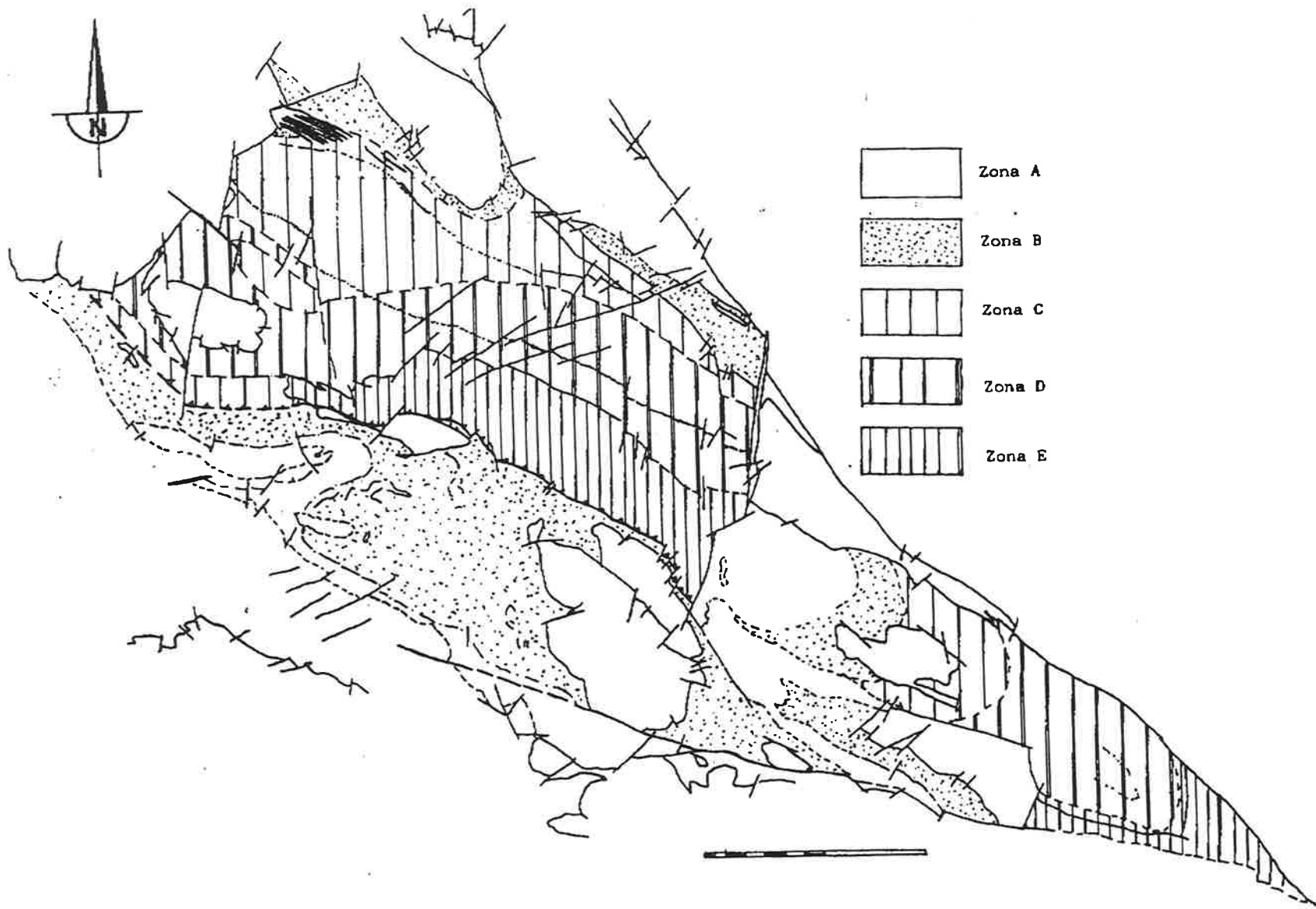


Figura 3.- Esquema de las distintas zonas metamórficas reconocidas en el área centro meridional de la Antiforma de Olivenza-Monesterio. EQUILUZ (1988).

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

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

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

Metabasitas

Las metabasitas aparecen como capas, de espesor métrico a hectométrico, intercaladas en las rocas metapelíticas, especialmente en las zonas de grado medio y alto. En las áreas de bajo grado son menos abundantes y su espesor es en general reducido. Desde el punto de vista

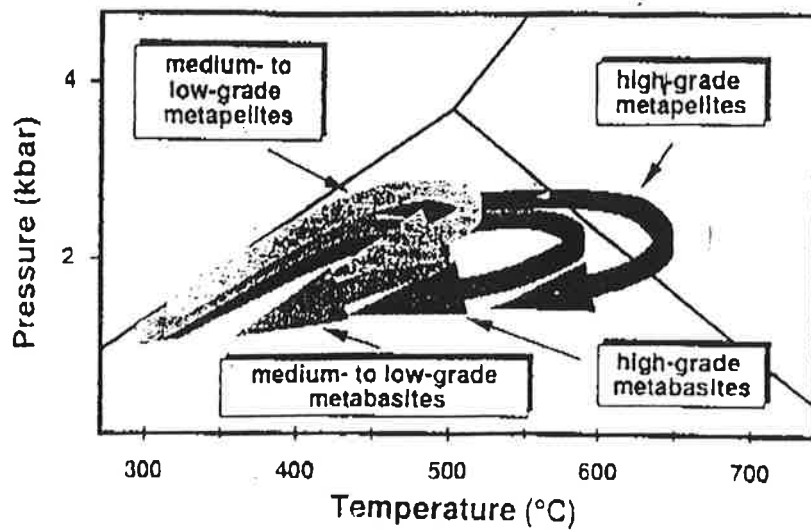


Figura 4a.- PATH P-T para metapelitas y metabasitas de la Antiforma de Olivenza-Monesterio. EGUILUZ & ÁBALOS (1992).

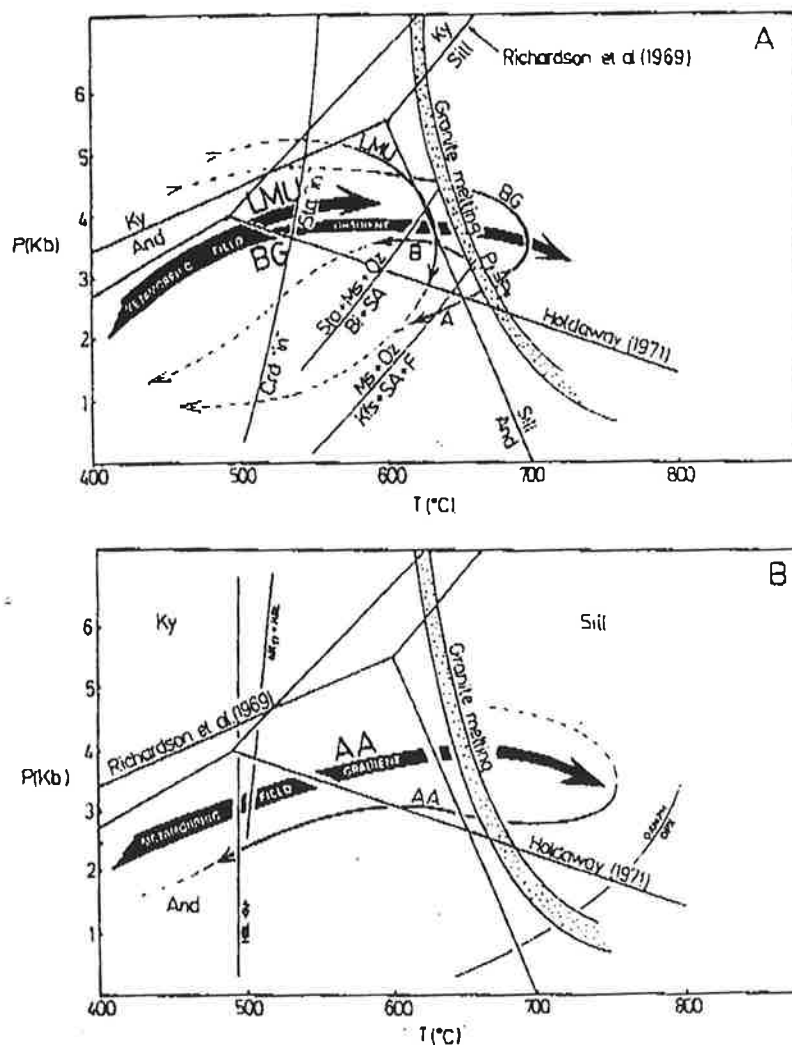


Figura 4b.- PATH P-T del Núcleo de Almadén de la Plata.
 A: (L.M.U.) Unidad Metamórfica Inferior. (BG) Gneis Blastomiloníticos.
 B: Evolución retrógrada de (AA) Anfibolitas de Acebuches. ÁBALOS *et al.* (1991).

litológico se reconocen diversos tipos como metadoleritas, esquistos verdes, anfibolitas plagioclásicas, anfibolitas bandeadas etc. Todas ellas se han considerado como producidas por el metamorfismo de rocas básicas granudas, volcánicas o vulcanoclásticas. Las metabasitas derivan de protolitos ígneos cuyas composiciones químicas (elementos mayores, menores, trazas y REE) se proyectan en los campos de las toleítas. Muestran espectros de REE del mismo tipo, que parecen corresponder a ambientes geodinámicos de basaltos oceánicos y basaltos de arcos de islas, tanto de zonas delanteras como traseras de arco (EGUILUZ *et al.* 1990).

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

La cristalización del anfíbol es sintectónica con respecto a las dos fases D1 y D2, aunque la más importante es de primera fase. El piroxeno es tardí a post D2. Esfena, ilmenita y, en menor proporción, magnetita son

los principales óxidos primarios presentes en las metabasitas. En proporciones subordinadas se encuentran otras litologías para las que no se ha establecido una zonación detallada. Así, las cuarcitas negras desarrollan un bandeado con un llamativo incremento en el tamaño de grano con el aumento del metamorfismo. Las rocas carbonatadas se transforman en rocas de silicatos cálcicos, con neoformación de clorita, anfíboles cálcicos, talco, dióxido etc.

2.2.2.- TERMOBAROMETRÍA

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

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

2.2.3.- DATOS RADIOMÉTRICOS Y EDAD DEL METAMORFISMO

La existencia de cantos de rocas metamorfozadas y estructuradas en las series del Proterozoico superior al Cámbrico inferior (Fms. De Malcocinado, Torreárboles y equivalentes) demuestra la existencia de metamorfismo y deformación cadomienses. Además un gran número de datos radiométricos confirman este episodio, aunque ninguna de las muestras procede del área estudiada. Entre ellos cabe citar para el sector septentrional de la Z.O.M. los de BLATRIX Y BURG (1981), que calculan una edad de 550 ± 10 Ma. ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en moscovitas) y los de DALLMEYER Y QUESADA (1992), que proporcionan edades de 550.5 ± 2.8 y 552.8 ± 2.9 Ma. ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblendas) y 562.2 ± 0.9 ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en moscovitas), que corresponden a la edad del metamorfismo.

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

Negra (ORDÓÑEZ, 1996). También coinciden con las edades propuestas para las vulcanitas finiproterozoicas que han sido consideradas sin a tardiorogénicas y que ofrecen edades en el entorno de 530 M.a. (SCHÄFER, 1990; OSCHNER, 1993).

2.3.- METAMORFISMO HERCÍNICO

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

2.3.1.- NÚCLEO DE ALMADÉN DE LA PLATA

Se ubica en el centro de la hoja a la que da nombre, tiene forma lenticular, está limitado por accidentes mecánicos y ubicado en el límite entre la Z.O.M. y la Z.S.P.

2.3.1.1.- PETROGRAFÍA

Se han diferenciado cuatro unidades que de techo a muro son: 1) Unidad metamórfica superior, 2) Unidad metamórfica inferior, 3)

gneises blastomiloníticos y 4) Anfibolitas de Acebuches (ÁBALOS *et al*, 1992).

La unidad metamórfica superior esta compuesta por metatobas, a menudo con estructuras soldadas, metariolitas y rocas volcánicas con un metamorfismo de grado muy bajo. Sobre ellas se encuentra una secuencia de mármoles de bajo grado, con algunas intercalaciones de rocas verdes, correlacionable con los carbonatos del Cámbrico inferior del resto de la Z.O.M.

La unidad metamórfica inferior esta constituida por una alternancia de ortogneises, esquistos, paragneises, cuarcitas negras, mármoles y anfibolitas. Muestran una foliación blastomilonítica y tienen un metamorfismo en facies de las anfibolitas siendo la biotita, andalucita, sillimanita y grafito los minerales más significativos, aunque pueden encontrarse también plagioclasa, granate y cordierita que, a menudo, engloban una esquistosidad previa.

Los gneises blastomiloníticos corresponden a una secuencia de rocas metamórficas de alto grado que presentan una foliación milonítica bien desarrollada. Incluyen ortogneises, migmatitas, paragneises, gneises calcomagnésicos y cuarcitas negras. Las asociaciones más frecuentes incluyen feldespato potásico, plagioclasa, biotita, granate, cordierita, sillimanita (fibrolita), turmalina, circón y grafito. A techo de la unidad se encuentra un paquete de mármoles con forsterita y diópsido y a muro, un paquete de diopsiditas. Esta unidad se diferencia de la anterior por el grado metamórfico.

Las anfibolitas de Acebuches corresponden a ortoanfibolitas y muestran una transición desde anfibolitas de grado alto-medio en el

norte a esquistos verdes en el sur. Este cambio esta acompañado, como se ha reseñado en el apartado de tectónica, por variaciones texturales y estructurales. Las anfibolitas de alto grado contienen plagioclasa, hornblenda marrón y, en ocasiones, clinopiroxeno, como minerales principales y esfena, apatito, cuarzo y opacos como accesorios. Contienen enclaves con la asociación corindón-plagioclasa-sillimanita-biotita-rutilo-circón-opacos. Las anfibolitas de grado medio están constituidas por hornblenda verde y plagioclasa y muestran texturas miloníticas (SC y SL tectonitas). Los esquistos verdes son rocas miloníticas o ultramiloníticas de grano fino y están compuestas por porfiroclastos de hornblenda, clinopiroxeno y plagioclasa cálcica envueltos en una matriz constituida por actinolita, epidota, cuarzo y magnetita. Los datos geoquímicos, aunque un tanto contradictorios, apuntan hacia composiciones toleíticas de tipo MORB (MUNHÁ *et al*, 1986; GIESE & BÜHN, 1993), por lo que estas rocas han sido interpretadas como ofiolitas o como restos de cuencas retroarco.

2.3.1.2.- TERMOBAROMETRÍA

Los datos de química mineral han permitido obtener las condiciones del clímax metamórfico para las distintas unidades consideradas (ÁBALOS *et al*, 1991). La unidad metamórfica inferior alcanza condiciones de 580°C a 4,3 kb de presión. Los gneises blastomiloníticos alcanzan los 670-700°C y 3,2-3,5 kb de presión, por lo que la evolución metamórfica de ambas unidades es similar aunque los gneises alcanzan una temperatura algo mayor. Estas dos unidades muestran en el diagrama P-T-t una trayectoria horaria con una primera etapa de presiones intermedias y un proceso retrometamórfico a presiones bajas. Si bien la última parte de la evolución es hercínica, no puede

descartarse que una parte al menos de la historia progradada sea prehercínica.

En las anfibolitas de acebuches las condiciones de P-T varían de 725°C en las anfibolitas de grano grueso hasta alrededor de 490°C en los esquistos verdes de grano fino. Las presiones sólo muestran variaciones menores de 2 a 3 kb, lo que implica un cambio brusco desde la facies de las anfibolitas a las de los esquistos verdes. La trayectoria podría ser de tipo horario, pero con una fuerte disminución de temperatura sin apenas modificaciones de la presión. Este proceso metamórfico se produce íntegramente en el hercínico, de forma simultánea al menos a la parte final del que presentan las otras láminas descritas.

En resumen, existe un metamorfismo de baja presión y alta temperatura que alcanza las condiciones de alto grado con gradientes metamórficos de presiones intermedias (35°C/km) en una evolución progradada, que da paso a un evento de mayor T y menor P con gradientes metamórficos de alta temperatura (70°C/km). La retrogresión se produce en condiciones de los esquistos verdes.

Como se ha indicado con anterioridad la discusión del significado de estos procesos es problemática y no debe separarse del análisis de la evolución del Macizo de Aracena.

3.- TECTÓNICA

3.1.- INTRODUCCIÓN

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

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

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

La orogenia cadomiense es de carácter polifásico, dando lugar a dos fases de deformación y a un metamorfismo regional progresivo, bien preservado en el 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).

3.2.- ESTRUCTURA CADOMIENSE

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

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

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

estructuración hercínica es responsable de los principales rasgos cartográficos.

3.3.- ESTRUCTURA HERCÍNICA

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

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

En el zócalo precámbrico da lugar a zonas de cizalla con deformación dúctil, en las que se enraizan las estructuras de la cobertera. Sin embargo, fuera de estas bandas no se observan estructuras hercínicas significativas en los materiales precámbricos. En el sector central de la Z.O.M. la estructura más importante es el cabalgamiento de Monesterio en el que se desarrolla una foliación milonítica de dirección NO-SE con buzamientos moderados, sobre la que aparecen lineaciones de estiramiento de

direcciones norteadas (N20°E) y criterios cinemáticos indicativos de un desplazamiento de techo hacia el sur. La edad de la deformación es problemática, pero dado que en los materiales más groseros del flysch de Terena se encuentran cantos estructurados, debe ser Devónico inferior medio.

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

Posteriormente, en toda la Z.O.M. se registra una fase de deformación caracterizada por el desarrollo de fracturas longitudinales de decenas de kilómetros con estructuras dúctiles-frágiles en bandas asociadas y una cinemática de cizalla sinistra y componente de cabalgamiento hacia el S. Esta fracturación tiene una repercusión cartográfica muy importante, es la que ha condicionado la división de dominios en la Z.O.M. y concretamente la distribución de los afloramientos del Paleozoico medio, como en el 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 antiforma de Monesterio por el sur, hasta las estructuras relacionadas con la banda de deformación localizada entre las fallas de Arenillas y del Viar (límite Z.O.M. y Z.S.P.). Además, se han reconocido dos fases de carácter local. La primera extensional está relacionada con el emplazamiento del núcleo metamórfico de Lora del Río, en la Hoja del mismo nombre. La otra, de vergencia norte, contraria a las vergencias dominantes en la región, aparece a lo largo de una banda de espesor kilométrico que se extiende desde la zona central de la granodiorita del Garrotal hacia el 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.

A. OSSA-MORENA

Para simplificar la descripción se han considerado de forma independiente las tres estructuras mayores que atraviesan el área: el sinforme de Córdoba Alanis (flanco norte de la antiforma de Monesterio), la antiforma de Monesterio y el flanco sur de la antiforma. Además deben considerarse algunas estructuras locales de carácter significativo como los sinformes de la Sierra de San Roque y Sierra Morena.

El flanco septentrional de la antiforma de Monesterio esta ocupado por una secuencia paleozoica, mayoritariamente cámbrica, dispuesta en

serie normal y afectada por pliegues suaves entre los que destacan algunas estructuras sinclinales limitadas por fallas en las que afloran materiales del Paleozoico medio (sinclinal del Valle y Cerrón del Hornillo).

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

La antifforma de Monesterio incluye los afloramientos precámbricos de la zona septentrional de la Hoja de Almadén de la Plata (sector del Pintado) y su prolongación en las Hojas de Constantina y Ventas Quemadas entre la falla de Bonajil, límite septentrional del granito del Garrotal, y las series paleozoicas de Constantina (Formación Torreárboles). En el sector del Pintado los materiales de la Serie Negra dibujan un sinclinal que condiciona la aparición en el ángulo suroriental de la antifforma de los materiales migmáticos de la Central del Pintado. Hacia el oeste, en la región del Cortijo de El Santo, dibujan una estructura anticlinal, enmarcada por los sinclinales de las Sierras de San Roque y de Sierra Morena, en el que intruye el granito de Sierra Padrona. Es de destacar que en esta zona se observa claramente la discordancia de los materiales volcánicos finiproterozoicos sobre la Serie Negra. En el sector de Constantina la Serie Negra presenta una disposición monoclinal con fuertes buzamientos. La prolongación del cabalgamiento de Monesterio en este sector, que hacia el noroeste

separa dos unidades tectónicas con diferencias importantes no está clara. No obstante, podría encontrarse en la banda de cizalla que limita por el sur los granitoides del Pintado y su prolongación hacia el este, a lo largo del accidente que limita por el sur los granitos cadomienses de Las Atalayuelas y el Garrotal. Este es el accidente que permite el emplazamiento de los granitoides cadomienses en niveles superficiales. Además no puede descartarse la posibilidad de que este accidente haya estado condicionado por otro más antiguo cadomiense, hecho que explicaría las diferencias estratigráficas que existen entre los dos bloques del cabalgamiento.

Bandas de vergencia norte. En el área estudiada se trata de una banda que alcanza una anchura cartográfica de varios kilómetros y que se extiende desde el extremo oriental del granitoide del Garrotal hasta el borde norte de la Hoja de Almadén de la Plata en las inmediaciones de la presa del Pintado. Esta banda alcanza su máximo desarrollo al norte de la Hoja de Ventas Quemadas y al sur de la de Constantina, donde la foliación asociada ha sido reconocida desde el contacto de la granodiorita del Garrotal y el granito del Pedrochal hasta la serie detrítica carbonatada del Cámbrico inferior. En esta transversal, se aprecia un fuerte gradiente en la deformación en dirección norte sur. En el sur, donde la intensidad es máxima, la granodiorita adquiere una foliación milonítica de dirección N100°E y buzamiento al sur, que lleva asociada una lineación de estiramiento mineral de dirección N20°E, que convierte la roca en un ortogneis. La deformación alcanza condiciones dúctiles o de la transición frágil dúctil siendo generalizada la recristalización dinámica del cuarzo. Se observan gran cantidad de criterios cinemáticos congruentes con un movimiento de techo hacia el norte. En esta dirección la foliación se hace menos penetrativa hasta transformarse en una esquistosidad espaciada en los tramos detríticos

y una pizarrosidad grosera en los pelíticos. Como anécdota puede señalarse que en las arcosas de la base de la Formación de Torreárboles origina una partición centimétrica que ha sido interpretada como la estratificación. Esta banda se continúa hacia el O de forma discontinua y ha sido reconocida en diversos puntos del flanco N de la antifirma de Monesterio y podría ser tener relación con la banda de vergencias al norte descrita al norte de Estremoz (OLIVEIRA, 1984). Su desarrollo podría relacionarse con la formación de estructuras antitéticas de escala crustal que permiten el cabalgamiento del arco volcánico asociado a la subducción de la anfibolita de Acebuches.

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

El flanco sur de la Antifirma 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.

B. NÚCLEO DE ALMADÉN DE LA PLATA

Es una estructura fusiforme limitada por accidentes de desgarre que forman parte del sistema de fallas que separan la Z.O.M. y la Z.S.P. En este sector se han distinguido cuatro fases de deformación (ÁBALOS *et al*, 1991), difíciles de correlacionar con el resto de la zona estudiada como consecuencia de la importancia de la deformación asociada al proceso de subducción oblicua que representa el límite entre la Z.O.M. y la Z.S.P. Esto hace que la correlación entre fases en este sector y el resto sea cuando menos especulativa. La primera fase corresponde a una foliación incluida en los blastos de las unidades de alto grado (unidad blastomilonítica y unidad metamórfica inferior) y puede corresponder a los restos de episodios tectonometamórficos del ciclo cadomiense. La segunda fase es la foliación milonítica más patente, con dirección N110-120°E que lleva asociada una lineación de estiramiento mineral N110°E. Está presente en las unidades antedichas y en las anfibolitas de Acebuches, es sin o ligeramente posterior al clímax metamórfico y muestra un carácter blastomilonítico variable. Esta fase es de atribución problemática, pero podría corresponder a una fase extensional del Paleozoico medio. La tercera

fase sólo se observa en la mitad meridional de la banda de anfibolitas de Acebuches y da lugar a una esquistosidad milonítica de dirección N150°E y tiene una clara vergencia al SO con marcada componente derecha, por lo que podría correlacionarse con la primera fase hercínica del resto de la Z.O.M. y con la primera de la Z.S.P. La cuarta es responsable de la esquistosidad que presenta la unidad de "El Cubito", que aunque fuera del núcleo está acompañada por un metamorfismo progresivo que alcanza la isograda del granate, dentro del mismo está asociada a reacciones retrometamórficas, kink-bands y procesos de deformación frágil. Puede interpretarse como un evento transpresivo con un importante componente de movimiento lateral izquierdo y podría corresponder con la tercera fase del resto de la Z.O.M. los últimos procesos de deformación, asociados a la fracturación tardihercínica, muestran en este sector las peculiaridades propias de su ubicación en el límite entre la Z.O.M. y la Z.S.P. (SIMANCAS, 1983).

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

C. SURPORTUGUESA

La tectónica que puede observarse en los materiales pertenecientes al Devónico de la Z.S.P., viene condicionada por la zona de deformación dúctil del Núcleo de Almadén de la Plata.

La deformación es principalmente de cizalla sinistra, se puede relacionar con la 3ª etapa del Núcleo de Almadén (Hercínica), y en esta zona es donde tiene más intensidad por su proximidad con el límite de la zona.

En la Figura 5 se puede observar un esquema evolutivo de la deformación, con las estructuras mayores que se desarrollan, las cuales también se observan a escala pequeña atribuibles a la primera fase de deformación hercínica.

Esta fase de deformación da lugar a pliegues asimétricos de todas las escalas, con vergencia hacia el Sur y Suroeste. Estos pliegues llevan asociada una esquistosidad de tipo slaty cleavage.

Las estructuras siempre presentan vergencia al S. Las charnelas de estos pliegues son curvas y pueden verse a todas las escalas. La polaridad de las series es siempre conforme con la polaridad tectónica como puede verse directamente en las estructuras de ordenamiento interno de los estratos areniscosos en las relaciones entre S_0 y S_1 , así como la asimetría de los micropliegues.

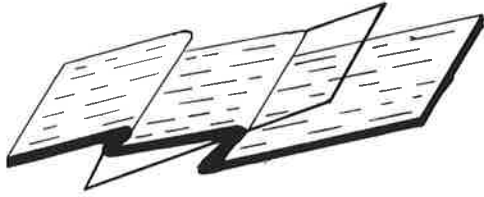
A partir de los trabajos de campo, y con los criterios citados anteriormente, se comprueba que casi todos los datos tomados corresponden a flancos normales, siendo mínimos los datos de flancos inversos.

La evolución en el tiempo de este tipo de pliegues asimétricos da lugar al desarrollo de fallas inversas y cabalgamientos sobre los flancos cortos e inversos (Figura 5 A y B) de los materiales devónicos, llegando a desaparecer por completo dichos flancos. Aunque esta pri-

N

S

Plano axial



A. Desarrollo de pliegues con vergencia S y SO.

Fracturas



B. Formación de fracturas según los flancos cortos de los pliegues. Materiales pertenecientes al Devónico Superior

Bandas de cizalla



C. Desarrollo de bandas de cizallas dúctil-frágiles, con formación de esquistosidad de tipo bandeado tectónico.

Figura 5 - Esquema evolutivo de la primera fase deformativa hercínica.

mera fase es preintrusiva a todas las escalas, el desarrollo de fracturas en las charnelas de los pliegues, que se asimilan a esta fase por ser conforme con la deformación, da lugar a una distribución heterogénea de la deformación. A nivel afloramiento se pasa gradualmente de zona donde los estratos aún conservan estructuras sedimentarias hacia zonas donde se desarrollan pliegues menores de propagación, con esquistosidad de plano axial, de la misma naturaleza que la regional, con bandas de deformación frágil-dúctil (milonitas y brechas).

La esquistosidad asociada a los pliegues de primera fase es de tipo "slaty cleavage", para las litologías más lutíticas y de tipo grosero para las litologías cuarcíticas, grauváquicas. Esta esquistosidad parece ser de plano axial. SIMANCAS (1983) realiza un estudio de esta esquistosidad y llega a observar cómo existe una ligera oblicuidad con respecto al eje.

Al final de esta primera fase se produce un período de relajamiento de esfuerzos o bien procesos extensionales a partir de los cuales intruyen los granitoides del batolito de la Sierra Norte, produciendo el metamorfismo de contacto, con desarrollo de blastos de andalucita y cordierita.

Tanto en la Z.O.M. como en la Z.S.P. en sectores más meridionales, se desarrolla una etapa de deformación, con desarrollo de grandes fracturas con carácter dúctil-frágil y de dirección N130°E, vergencia S y componente de desgarre importante. En esta zona no se han podido identificar por la similitud con estructuras previas, no se descarta que en un estudio más generalizado, puedan localizarse fracturas de esta etapa.

4.- GEOLOGÍA ECONÓMICA

4.1.- RECURSOS MINERALES

En el ámbito de la Hoja no existe en la actualidad ninguna explotación minera. Sin embargo se encuentra en fase muy avanzada la investigación del yacimiento de Aguablanca, cuya ubicación se encontraría en el límite de esta Hoja con la de Santa Olalla de Cala.

A grandes rasgos, pueden diferenciarse tres tipos de mineralizaciones:

- Las de hierro, que beneficiaron una mineralización semimasiva de óxidos y carbonatos de hierro, que se sitúan hacia techo de la Caliza Cámbrica (“Caliza de Agua”), presentando grandes analogías con la mineralización del Cerro del Hierro. El hecho de que todos estos yacimientos se sitúen en una posición estratigráfica muy definida, induce a pensar en un origen sedimentario primigenio, con retoques posteriores de otros eventos geológicos.

En este contexto estarían las antiguas minas de Herrerías de San Carlos, en la carretera de Almadén al Real de la Jara, Mina Bordalla, junto a Almadén y Brotocal al Sur del Real de la Jara.

- Las Minas de San Miguel y del Esterquizo, situadas al Norte de Almadén de la Plata, beneficiaron carbonatos de cobre que encajaban en la caliza Cámbrica, en su contacto mecánico septentrional, y en proximidad de las rocas básicas de la Formación Barrancos.
- Otro grupo de mineralizaciones son las que encajan en la “Serie Negra” del antiformal de Olivenza-Monesterio. La más conocida es la mina de San Luis, cuyo pozo principal se situaba en la proximidad de la carretera de Almadén a Cazalla por el Embalse del Pintado. La

paragénesis mineral que se explotaba era de galena, blenda, pirrotina, calcopirita, pirita, pirargirita, proustita, mirargirita o polibasita.

En el proyecto Base de Datos Geológico Minero de la Zona de Ossa Morena (Z.O.M.), se delimitan dos áreas de interés minero, una de las cuales se encuentra íntegramente dentro de esta Hoja, en la Zona 4 (Puerto Quejigo).

Esta área se circunscribe a los afloramientos del granito de Sierra Padrona y los materiales de la Serie Negra, en los que encaja. Se han detectado fuertes anomalías de Sn en la red de drenaje de los granitos y numerosas anomalías de Au, tanto en la Serie Negra como en la banda fuertemente tectonizada del flanco Sur del anticlinorio cabalgante sobre el Grupo Bodonal-Cala.

En la Zona 5, denominada Santa Olalla, incluye todos los indicios y yacimientos del plutón de Santa Olalla y su entorno. En esta área se encuadra todo el sector centro-occidental de la Hoja de Almadén.

Se diferencian los indicios del skarns, donde se incluyen los yacimientos de Cala y áreas aledañas, y los indicios del cabalgamiento septentrional que afecta a la serie vulcano-sedimentaria del Grupo Bodonal, donde se dan importantes anomalías geoquímicas de Au, Ca, W y P.

El yacimiento de Aguablanca es una disseminación de sulfuros primarios en rocas básicas y ultrabásicas, que se preservan como restitas en el plutón de Santa Olalla.

Las canteras de caliza marmórea y mármol rojo, situadas en la proximidad de la carretera de Almadén de la Plata a Cazalla y Real de la Jara, son las

únicas de entidad, aunque actualmente se encuentran inactivas o en explotación temporal.

4.2.- HIDROGEOLOGÍA

En general, dentro del ámbito de la Cuenca del Guadalquivir, las precipitaciones se caracterizan por una distribución muy irregular tanto en el espacio como en el tiempo.

En la Hoja de Almadén de la Plata, la pluviometría media se encuentra comprendida entre 800 a 900 mm/año, aunque los días de lluvia son del orden de 70 a 80, concentrándose en otoño e invierno. La isomáxima para un período de 24 horas es superior a 150 mm.

La temperatura media anual es de 17°C, coincidiendo con la media de la cuenca hidrográfica, dándose temperaturas extremas en verano y moderadas en invierno.

Según la clasificación de Papadakis, el clima es de rangos templado-cálido y mediterráneo subtropical.

La evapotranspiración potencial (ETP) se mueve en valores de 850 mm/año.

Las aguas superficiales son recogidas por el río Viar y la Rivera de Cala y sus afluentes todos tributarios del Guadalquivir.

El río Viar tiene sus aguas reguladas por el embalse del Pintado, cuyo vaso se encuentra en gran medida, dentro de esta Hoja.

En el registro sedimentario las rocas que ofrecen mejores características hidrogeológicas, son las descritas como Serie Detrítico-Carbonatada, y en menor medida, la Serie Detrítica Inferior.

Este conjunto de rocas carbonatadas y detríticas se encuadran en el Sistema Hidrogeológico de Sierra Morena, constituido por una serie de corridas carbonatadas sin aparente conexión entre sí, dando lugar a acuíferos aislados cuya permeabilidad es debida a fisuración y karstificación.

Los sectores con interés hidrogeológico local dentro de este sistema acuífero son los afloramientos del cuadrante nororiental, la vertiente Sur de Sierra Padrona, donde estas series, junto con el Grupo Bodonal se apoyan sobre los materiales de la Serie Negra impermeables y el núcleo de Almadén, donde los cuerpos carbonatados, aunque de escasa extensión, están muy fracturados y dolomitizados, dando abundantes manantiales de aprovechamiento local.

El "lehm granítico" apenas tiene interés hidrogeológico ya que su escasa potencia, de 1 a 2 m en Sierra Padrona y Cala y, el intenso drenaje del mismo por los arroyos hacen que los caudales a explotar sean en el mejor de los casos inferiores a 1 l/seg.

En general, las aguas subterráneas tanto las procedentes de las calizas como las de los granitos, se encuentran poco mineralizadas. Las primeras son de facies bicarbonatadas cálcicas y las segundas cálcico-magnésicas, y son aptas para el consumo humano, según los gráficos de calidad publicado en el inventario de Calidad de las Aguas de la Cuenca del Guadalquivir.

5.- BIBLIOGRAFÍA

Abalos, B. (1990): Cinemática y mecanismos de la deformación en régimen de transpresión. Evolución estructural y metamórfica de la Zona de Cizalla Dúctil de Badajoz-Córdoba. Tesis. Univ. del País Vasco, 430 p.

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

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

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

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

Abalos, B., Gil Ibarguchi, I y Eguiluz, L. (1993): A reply to "Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba shear belt, southwest Spain: a discussion on the age of the main tectonometamorphic events". *Tectonophysics*, 217: 347-353.

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

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

Apraiz, A., Eguiluz, L. y Abalos, B. (1993): Evolución metamórfica y anatexia en el núcleo de Lora del Río (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 metamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena 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.

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.

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

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

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

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

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

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

Eguíluz, L., Abalos, B. y Gil 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* n° 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.

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

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

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

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

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, nº13: 27.

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

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

Ochsner, A. (1993): U-Pb Geochronology of the Upper Proterozoic-Lower Paleozoic geodynamic evolution in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): Constraints on the timing of the cadomian orogeny. Diss ETH N° 10'392, Zürich, 430 p.

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

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.