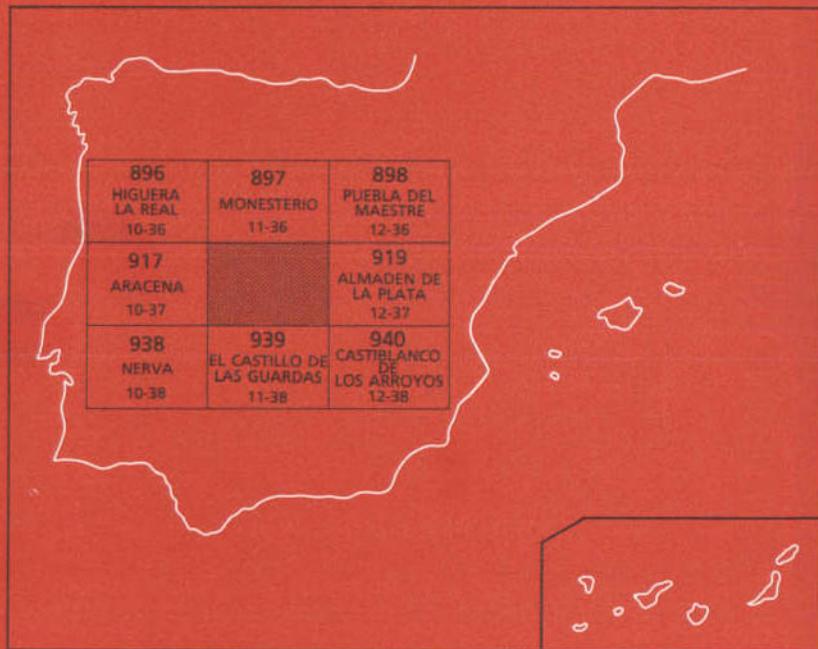




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



SANTA OLALLA DEL CALA

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

**SANTA OLALLA
DEL CALA**

Primera edición

MADRID, 1.990

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S.A.
Imprime: MAWIJO, S.A.
Depósito legal: M-24822-1990
NIPO: 232-90-005-1

La Hoja de Santa Olalla del Cala, ha sido realizada por INGEMISA, durante los años 1986-87, siguiendo las normas que, para estos trabajos, marca el ITGE, y bajo la dirección y supervisión de sus técnicos.

Las personas que han intervenido en su realización han sido:

AUTORES Y COLABORADORES

CARTOGRAFIA

- Octavio Apalategui Isasa (INGEMISA)
- Francisco Contreras Vázquez (INGEMISA)
- Luis Eguiluz Alarcón (UNIVERSIDAD PAIS VASCO)

PETROLOGIA

- Octavio Apalategui Isasa
- Francisco Contreras Vázquez
- Luis Eguiluz Alarcón
- Rafael Sánchez Carretero (UNIVERSIDAD PAIS VASCO)

GEOQUIMICA

- Rafael Sánchez Carretero
- Manuel Carracedo (UNIVERSIDAD PAIS VASCO)

PALEONTOLOGIA

- Eladio Liñán Guijarro (UNIVERSIDAD ZARAGOZA)
- Rodolfo Gozalo (UNIVERSIDAD ZARAGOZA)
- Teodoro Palacios Medrano (UNIVERSIDAD BADAJOZ)
- Juan C. Gutiérrez Marco (UNIVERSIDAD MADRID)

SEDIMENTOLOGIA

- Cristina Dabrio González (UNIVERSIDAD SALAMANCA)
- Ignacio Santiesteban Navarro (UNIVERSIDAD SALAMANCA)

MEMORIA

- Octavio Apalategui Isasa
- Francisco Contreras Vázquez
- Luis Eguiluz Alarcón

SUPERVISION

- Cecilio Quesada Ochoa (ITGE)

Se pone en conocimiento del lector que existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrológicos, paleontológicos, etc. de dichas muestras.
- Album de fotografía, Mapa de situación de muestras y fotos y demás información varia.
- Estudio de caracterización química de las rocas ígneas aflorantes en el área del proyecto.

INDICE

	Pág.
0. INTRODUCCION Y ANTECEDENTES	9
1. ESTRATIGRAFIA	10
1.1. ZONA OSSA MORENA (Z.O.M.)	11
1.1.a. Unidad de Arroyomolinos	11
1.1.a.1. Sucesión de metagrauvacas y pizarras de Tentudía	11
1.1.a.2. Complejo volcánico Bodonal - Cala	13
1.1.a.3. Materiales del Cámbrico inferior; pizarras moradas, limos y arenas moscovíticas	15
1.1.b. Unidad de Herrerías	16
1.1.b.1. Calizas, dolomías y pizarras	16
1.1.b.2. Pizarras moradas	17
1.1.b.3. Limos y arenas moscovíticas	18
1.1.b.4. Espilitas	18
1.1.b.5. Limos y arenas amarillentos	19
1.1.b.6. Conglomerados poligénicos	20
1.1.b.7. Cuarcitas	21
1.1.b.8. Pizarras grises o verdosas	21
1.1.b.9. Grauvacas y Pizarras	22
1.1.c. Unidad de Cumbres-Hinojales	23
1.1.c.1. Calizas y dolomías con intercalaciones de pizarras	23
1.1.c.2. Pizarras y areniscas	24
1.1.c.3. Pizarras grises, verdes y moradas (Pizarras de Barrancos)	24

1.1.c.4.	Grauvacas y areniscas moscovíticas (Grauvacas de Sierra Colorada)	26
1.1.c.5.	Ampelitas y lítitas	27
1.1.c.6.	Pizarras negras laminadas (esquistos rayés o esquistos con cloritoide)	27
1.1.c.7.	Pizarras, grauvacas, calizas y microconglomerados	28
1.1.d.	Esquistos de El Cubito	29
1.1.e.	Unidad del Macizo de Aracena	30
1.1.e.1.	Cuña de Fuenteheridos - La Umbría	31
1.1.e.1.a.	Formación de la Umbría	31
1.1.e.1.b.	Sucesión volcánico - sedimentaria	31
1.1.e.2.	Cuña de Aguafría - Cortegana	34
1.1.e.2.a.	Neises bióticos y migmatizados (Neises de Fuente del Oro)	34
1.1.e.2.b.	Ortonéis Charnockítico	35
1.1.e.2.c.	Neises de Almonaster	35
1.2.	ZONA SURPORTUGUESA (Z.S.P.)	37
1.2.a.	Unidad del Pulo do Lobo	37
1.2.a.1.	Ortoanfibolitas de Acebuches	38
1.2.a.1.a.	Anfibolitas de grano grueso	38
1.2.a.1.b.	Anfibolitas de grano fino	39
1.2.a.2.	Grupos de Pulo do Lobo y Ferreira - Ficalho	39
1.2.a.2.a.	Esquistos con intercalaciones de cuarcitas ..	40
1.2.a.2.b.	Pizarras y grauvacas	41
2.	TECTONICA	41
2.1.	LA OROGENIA FINIPRECAMBRICA	42
2.2.	LA OROGENIA HERCINICA	42
2.2.a.	Unidad de Herrerías	42
2.2.b.	Unidad de Cumbres - Hinojales	43
2.2.c.	Esquistos de El Cubito	43
2.2.d.	Unidad de Aracena	44
2.2.e.	Unidad de Pulo do Lobo	45
2.2.f.	Fallas	45
3.	PETROLOGIA	46
3.1.	ROCAS IGNEAS	46
3.1.a.	Granito de Teuler	46
3.1.b.	Granito del Castillo	47
3.1.c.	Complejo plutónico de Santa Olalla del Cala	48
3.1.d.	Rocas ígneas del Pulo do Lobo	51
3.2.	METAMORFISMO	52
3.2.1.	Metamorfismo regional	52
3.2.1.a.	Unidad de Arroyomolinos	52
3.2.1.b.	Unidad de Herrerías	53

3.2.1.c. Unidad de Cumbres	53
3.2.1.d. Esquistos de El Cubito	54
3.2.1.e. Unidad del Macizo de Aracena	54
3.2.1.f. Unidad del Pulo do Lobo	56
3.2.2. Generalidades sobre el metamorfismo	56
3.3.3. Metamorfismo de contacto	57
4. HISTORIA GEOLOGICA	59
5. GEOLOGIA ECONOMICA	62
5.1. MINERIA	62
5.2. CANTERAS	63
5.3. HIDROGEOLOGIA	63
6. BIBLIOGRAFIA	64

0. INTRODUCCION Y ANTECEDENTES

La Hoja de Santa Olalla del Cala, se ubica casi en su totalidad en la provincia de Huelva, y sólo su borde nororiental pertenece a la provincia de Badajoz.

Orográficamente se trata de una zona muy abrupta en la que se reconocen diversas alineaciones montañosas. Destacan las sierras del borde Sur de la Hoja (Sierra de Mari Mateo, Sierra de Santa Barbara), y otras más septentrionales como las Sierras del Valle del Gato, de la Jabata, de El Viso, etc.; en el borde nororiental de la Hoja se localiza una zona más aplanada conocida como Los Llanos del Santo. La orografía está controlada por la litología de los materiales; las sierras más prominentes coinciden con alineaciones de rocas duras (calizas, basaltos, cuarcitas, etc.); las zonas llanas se sitúan sobre los mayores afloramientos de rocas ígneas de la Hoja.

Existe una amplia red hidrográfica. La red de drenaje está muy desarrollada, los ríos drenan la región de Este a Oeste, tienen régimen estacional y pertenecen a la Cuenca del Guadalquivir.

Los dos ríos mayores de la zona son la Rivera de Cala que recoje las aguas del borde nororiental de la Hoja, y la Rivera de Huelva que drena el resto de la misma y sobre la que se ha construido el embalse de Aracena.

Los núcleos de población se centran en el borde suroccidental de la Hoja (Zufre, Higuera de la Sierra, La Umbría, Puertomoral, etc.) y en el borde nororiental de la misma (Santa Olalla del Cala y Cala). Los recursos actualmente en explotación y que ocupan a la mayoría de los habitantes de la zona son la ganadería extensiva, agricultura, la caza, los recursos forestales y la minería.

Las vías principales de comunicación son la carretera N 630 que discurre por el borde oriental de la Hoja, y la carretera N 433 que lo hace por el borde suroeste; otras carreteras son la Comarcal 435 de Zafra a Santa Olalla y la Comarcal 434 a Fregenal; además hay carreteras locales como la de Arroyomolinós y la que une los pueblos de Puerto Gil, La Umbría y Corte Concepción. Por regla general la Hoja está bien comunicada salvo la zona central de la misma, donde los accesos son escasos y francamente malos.

Son numerosos los trabajos geológicos o geológico-mineros realizados en el área que cubre la Hoja o en sus proximidades.

Los primeros trabajos de cierta entidad, cuyos resultados se mantienen vigentes en la actualidad son los de DELGADO, N. (1908), los cuales fueron realizados en la región portuguesa próxima a Barrancos. Estudios posteriores son los de SCHNEIDER (1939), GUTIERREZ ELORZA y HERNANDEZ ENRILE (1965) y BARD, J.P. (1969), los cuales realizaron sus trabajos de doctorado en el área cubierta por la Hoja o en sus proximidades. Es justo destacar los trabajos de VAZQUEZ, F. (1967), autor de la edición antigua de la Hoja de Santa Olalla del Cala y de estudios específicos del Cámbrico y Devónico en las proximidades de Cala. Un estudio general sobre la zona es el realizado por VAZQUEZ, F. y HERNANDEZ POMPA, F. (1967) que si bien supone un avance sustancial en el conocimiento regional del área, queda hoy superado por los últimos trabajos realizados.

VELASCO, F. (1976) y CASQUET, C. (1980) realizan estudios monográficos sobre el complejo de Santa Olalla del Cala y especialmente sobre los skarns y mineralizaciones asociadas a esta intrusión.

Ultimamente hay que destacar los trabajos de infraestructura realizados en la zona por el ITGE para el plan MAGNA, durante los cuales se han realizado algunas de las Hojas limítrofes como las de Monesterio (897), Higuera la Real (896) y Aracena (917).

Posteriores a estos trabajos son los de EGUILUZ, L., GUTIERREZ MARCO, J.C., SIMANCAS y QUESADA, C. así como los realizados por la Universidad de Göttingen.

Por último indicar que durante la ejecución del proyecto, se ha realizado una excursión por Ossa Morena dentro del proyecto "Terranes in the Circum Atlantic Paleozoic Orogens" en el que se abordaron temas de sumo interés para el desarrollo de los trabajos.

1. ESTRATIGRAFIA

La Hoja se sitúa a caballo entre la Zona Ossa Morena (Z.O.M.) y en la Zona Surportuguesa (Z.S.P.) según la división de LOTZE, F. (1954) para el Macizo Ibérico.

La Z.O.M. ha sido subdividida según diversos criterios por BARD, 1971, ROBARDET, 1976, CHACON et al 1924, DELGADO QUESADA et al 1977, FLORIDO y QUESADA, 1984, etc.; en el presente trabajo y en lo referente a la división del borde Sur de la Z.O.M., se seguirá el criterio últimamente utilizado por APALATEGUI y QUESADA (1987) en el proyecto "Terranes in the Circum Atlantic Paleozoic Orogens".

1.1. ZONA OSSA MORENA (Z.O.M.)

La casi totalidad de los materiales que afloran en la Hoja de Santa Olalla del Cala, se incluyen dentro de la Z.O.M., pudiendo distinguirse de Norte a Sur las siguientes Unidades:

- Unidad de Arroyomolinos
- Unidad de Herrerías
- Unidad de Cumbres-Hinojales
- Unidad del Macizo de Aracena

Las diferencias entre las distintas Unidades son de tipo estratigráfico y tectónico, y sus límites de tipo mecánico; el límite entre la Unidad de Herrerías y la de Cumbres-Hinojales es una falla de desgarre, paralela a las estructuras y de elevado buzamiento, conocida como falla de Hinojales; La Unidad de Cumbres cabalga además a la de Hinojales ("klippe" de la Sierra de la Jabata); el límite entre la Unidad de Cumbres-Hinojales y la Unidad del Macizo de Aracena, es una zona de cizalla que se sitúa en relación con los esquistos de El Cubito.

La Unidad de Arroyomolinos presenta grandes analogías respecto a las series detríticas del Cámbrico con la de Herrerías, y respecto a las series precámblicas y/o cámbricas con la del Macizo de Aracena.

Los materiales que afloran entre el flysch Terena y el Macizo de Aracena, se han incluido dentro de la Unidad de Cumbres-Hinojales, si bien muestran algunas diferencias estratigráficas respecto a los afloramientos más septentrionales.

1.1.a. Unidad de Arroyomolinos

Es la que ocupa la esquina nororiental del área cartografiada y está constituida por una secuencia que abarca desde el Precámbrico superior al Cámbrico Inferior.

Se encuentra atravesada por dos cuerpos ígneos: Granito del Castillo y complejo Plutónico de Santa Olalla del Cala (CPSOC), que dan lugar al desarrollo de sendas aureolas de metamorfismo de contacto.

Los materiales reconocidos en esta Unidad son de muro a techo los siguientes:

1.1.a.1. Sucesión de metagrauvacas y pizarras de Tentudía

Se trata de una alternancia de metagrauvacas y pizarras en bancos de potencia irregular no diferenciables a escala cartográfica. Contiene esporádicas intercalaciones de cuarcitas negras, metabasitas y metavolcanitas ácidas, que hacia el Norte, dentro de la hoja de Monesterio, se hacen muchos más diversificadas y abundantes (EGUILUZ *et al.*, 1983). Ocupa básicamente la esquina NE de la hoja, aunque en el sector meridional aparece con menor extensión en la prolongación del Macizo de Aracena.

Esta sucesión muestra los efectos de un metamorfismo de grado bajo, al que se superponen localmente los efectos térmicos de los cuerpos graníticos que la intruyen.

Los afloramientos son de muy escasa calidad y únicamente en el lecho del Arroyo Culebrín puede efectuarse un corte representativo.

Metagrauvacas y pizarras. Son los componentes mayoritarios de esta sucesión y se presentan en una alternancia decimétrica, aunque pueden variar, en los casos extremos, entre un bandedo milimétrico y bancos de varios metros.

Tanto la S_0 como las posibles estructuras sedimentarias están obliteratedadas por una tectónica complicada que se manifiesta en la presencia de al menos una foliación penetrativa cuyos caracteres morfológicos guardan estrecha relación con la litología (varía de un "rough cleavage" a un "slaty cleavage").

La textura esquistosa de las pizarras pasa a blastosamítica esquistosa o a blastosamítica en las grauvacas con mayor proporción de clastos, aunque es posible encontrar muestras en que alternan pizarras y grauvacas a escala de la lámina.

En las grauvacas los clastos más frecuentes son de cuarzo, feldespato y fragmentos de rocas. La matriz cuarzopelítica y rica en mica incolora y sericitina tiene los mismos caracteres que las pizarras, pero en estas los clastos son de pequeño tamaño o inexistentes y los filosilicatos son componentes mayoritarios.

Cuarzo, plagioclasa, clorita, mica incolora y biotita son componentes mayoritarios, y entre los accesorios más frecuentes pueden señalarse opacos, feldespato potásico, moscovita detrítica, apatito, circón, turmalina, grafito, etc.

- *Cuarcitas negras.* Son rocas silíceo-carbonatadas de color negro, que aparecen en bancos de espesor métrico, que pueden seguirse decenas o centenares de metros. Afloran principalmente en la parte más oriental (Arroyo del Culebrín) y son uno de los elementos más característicos de la sucesión Tentudía.

Al microscopio están constituidas por una masa microcristalina de cuarzo, entre la que aparece una fina diseminación de grafito. Han debido originarse por un proceso de precipitación de geles silíceos desencadenados por la presencia de abundante materia orgánica, causante de una notable disminución de la solubilidad de la sílice. Se trata por tanto de las rocas que los autores franceses denominan lítitas.

De cualquier modo, como respuesta a la deformación y al metamorfismo, recristalizan fácilmente adquiriendo una estructura bandeda, debida a la alternancia de lechos granoblásticos constituidos exclusivamente por cuarzo y cuarzografitos de textura igualmente granoblástica, pero con un menor tamaño de grano.

- *Metavolcanitas ácidas.* Son rocas compactas de color blanquecino o crema y grano fino (en algunos casos se reconocen fenocristales). Pueden presentar un bandedo milimétrico aunque con más frecuencia la estructura más patente es una foliación espaciada. Deben corresponder a lechos o diques de materiales tobáceos o lávicos de composición ácida.

En general aparecen como intercalaciones de tamaño muy reducido, encontrando los afloramientos más extensos al N de la Rivera del Cala.

- *Metabasitas*. Sólo se han encontrado en el Arroyo Culebrín, donde aparecen como lechos de potencia métrica y escasa continuidad lateral (algunas decenas de metros) intercalados en las metagrauvacas y pizarras. Son rocas de color verde oscuro, compactas o con una foliación espaciada y por lo general de grano fino.

Al microscopio presentan texturas blastoofíticas o esquistosas en los lechos más evolucionados. Los minerales principales son plagioclasa, anfíbol y clorita, pudiendo encontrarse como accesorios opacos, esfena, epidota, cuarzo, etc.

Originariamente debieron ser diques o sills microgranudos de diabasa o tobas básicas cuya textura y mineralogía han sido modificadas como consecuencia del metamorfismo que afecta a la serie.

1.1.a.2. *Complejo volcánico Bodonal-Cala*

Se denomina así el conjunto de volcanitas y rocas asociadas que, discordantes sobre la Serie Tentudía (Eguiluz, 1987), se extienden desde el N de Bodonal, donde alcanzan su mayor diversificación, hasta Cala. Incluye riolitas, tobas cristalinas, tobas finas, pizarras cineríticas, pórfidos riolíticos, calizas, etc.

Dentro de la hoja que nos ocupa, constituye una banda que desde el Puente de la Gitana y paralela a la carretera de Cala, va a chocar con el complejo plutónico de Santa Olalla de Cala, quedando limitada al N por la Serie Tentudía y al S por las calizas del sinclinal de Herrerías. Aunque de forma discontinua, pueden seguirse a todo lo largo del borde norte de este cuerpo intrusivo hasta enlazar con las rocas volcánicas de la lineación Sierra Morena-Sierra de San Roque, en la vecina hoja de Puebla de Maestre.

En el área estudiada este complejo incluye pizarras grisáceas con aportes cineríticos, pórfidos riolíticos y diversas intercalaciones carbonatadas.

- *Tobas de grano fino y pizarras cineríticas gris azulado*. Se disponen directamente sobre la sucesión Tentudía y rodean el resto de materiales constituyentes del complejo volcánico. Son rocas esquistosas de grano fino y colores grisáceos con caracteres monótonos en todo el área aflorante, aunque en la base puede aparecer un tramo poco potente con un mayor componente detrítico, y que suele intercalar pasadas de rocas volcánicas ácidas. A veces presentan un bandeadío producido por la presencia de lechos de grosor milimétrico más ricos en cuarzo detrítico, óxidos y/o carbonatos, pudiendo estos últimos formar bancos métricos, como sucede en las proximidades del Cortijo de la Vicaría. Asimismo se han encontrado bancos de esquistos ferruginosos de origen volcánico, cuyas reducidas dimensiones no permiten su representación cartográfica, aunque sí han sido cartografiados en la vecina hoja de Monesterio.

En lámina delgada presentan textura esquistosa granolepidoblástica según sea la granulometría de los bancos. Cuarzo y mica incolora son los constituyentes mayoritarios.

Como accesorios más frecuentes se encuentran opacos, en parte primarios, feldespatos, turmalina, circón, apatito, grafito, etc.

Muestran dos fases de deformación, una sinesquistosa y otra que da lugar a la crenulación de la precedente.

Estas rocas presentan, especialmente en su parte alta, notables convergencias con las pizarras cámbicas de las que a menudo son muy difíciles de diferenciar. De cualquier modo, la existencia de aportes volcánicos y numerosas intercalaciones de materiales riolíticos o cineríticos ácidos son de gran utilidad en la diferenciación. Estas pasadas volcánicas muestran una distribución irregular, aunque en algunas zonas, como al Sur de Cala, en las proximidades de los pórfidos riolíticos, pueden ser mayoritarias en la serie.

- *Pórfidos riolíticos.* Afloran según dos alineaciones arrosariadas que originan relieves, en uno de los cuales se asienta el Castillo de Cala. Son rocas subvolcánicas porfídicas, aunque presentan variaciones en el tamaño de grano. Generalmente se trata de fenocristales centímetros inmersos en una matriz de grano muy fino. En los afloramientos masivos abundan feldespatos idiomorfos de color rosado con coronas de plagioclasa blanco-verdosa (textura rapakivi) en una matriz de color oscuro. Donde los afloramientos son más reducidos y en zonas de borde se encuentran pórfidos de grano más fino, tobas o riolitas microcristalinas. Deben representar zonas de chimenea del conjunto volcánico.

Al microscopio presentan textura porfídica, definida por fenocristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa en una matriz microgranular de composición cuarzofeldespática rica en sericita. Se reconocen así mismo masas cloríticas que pueden corresponder a antiguos férmicos y otras serícitas de aspecto afieltrado que pueden ser fragmentos de rocas lávicas riolíticas. Los fenocristales presentan formas idiomorfas y numerosas evidencias de su carácter volcánico (gollos de corrosión en el cuarzo, texturas mailladas en plagioclásas, texturas rapakivi, etc.).

Estas rocas, como se discutirá con posterioridad, se encuentran muy transformadas en las zonas internas de la aureola de contacto del complejo plutónico de Santa Olalla.

Aparecen además una serie de pequeños afloramientos arrosariados de pórfidos en las proximidades de las calizas de la Unidad de Herrerías. La disposición cartográfica así como el hecho de encontrarse rodeados por arenas y conglomerados procedentes de su erosión han llevado a interpretarlos como asomos de un paleorelieve arrasado y cubierto por depósitos cámbicos. Sobre este particular se insistirá al tratar de la sucesión cámbica.

Químicamente son rocas de afinidad calcoalcalina, próximas al campo de rocas sinorogénicas.

- *Intercalaciones carbonatadas.* La serie vulcanosedimentaria presenta intercalaciones carbonatadas de potencia y posición variable. Unas se sitúan hacia la base, aunque sus reducidas dimensiones no permiten su representación carto-

gráfica; las más importantes se sitúan entre las dos alineaciones de pórfidos riolíticos, próximos a ellos como es el caso de los afloramientos del Cerro de Valdenuces, o directamente sobre los pórfidos (borde N de la hoja). Además existen importantes tramos carbonatados rodeando el complejo plutónico de Santa Olalla de Cala, que se encuentran transformados por los fenómenos de metamorfismo térmico.

Se trata de calizas y dolomías marmorizadas de colores grises y blancos, crema en los más recristalizados. Suelen presentar un bandeadío centímetrónico y, a menudo, niveles ricos en materiales ferruginosos.

Hay que resaltar por último que pueden presentar pasadas de rocas volcano-sedimentarias de grano fino, que llegan a ser abundantes en sus proximidades.

Hacia el NW las rocas carbonatadas son correlacionables con la barra caliza del Cañuelo (SCHNEIDER, 1939) que en la hoja de Monesterio alcanza una potencia superior a los 200 m (EGUILUZ et al 1983).

Al microscopio aparecen como mármoles micríticos o esparíticos con detríticos en proporciones variables.

Estas rocas tienen caracteres muy semejantes a la caliza del Cámbrico inferior de la Unidad de Herrerías, de la que pueden diferenciarse por su mayor impureza y por la relación con niveles volcanoclásticos.

En conjunto todo el complejo volcánico Bodonal-Cala, se interpreta como un magmatismo orogénico ligado a una orogenia finiprecámbrica

1.1.a.3. *Materiales del Cámbrico inferior: pizarras moradas, limos y arenas moscovíticas*

Entre la serie volcanosedimentaria de Arroyomolinos y los relieves de las calizas del flanco septentrional del sinclinal de Herrerías, se dispone una pequeña estructura sinclinal ocupada por una sucesión cámbrica, de carácter mayoritariamente péltico. Son la prolongación lateral de las capas de Arroyomolinos de SCHNEIDER e incluyen un delgado tramo basal detrítico, un tramo de pizarras moradas, y culmina la serie una monótona sucesión de pizarras y limos bandeados, a menudo bioturbados. Tanto litológica como estratigráficamente guardan una estrecha semejanza con los materiales del sinclinal de Herrerías y además las faunas encontradas son, asimismo equivalentes (ver informe paleontológico). Estos materiales se encuentran discordantes sobre el tramo precedente y en la base de esta serie se encuentran, en distintos puntos, tramos de conglomerados o arenas cuyo cantos incluyen gran cantidad de fragmentos de pórfidos riolíticos. Un buen ejemplo se encuentra en un corte entre la Sierra de los Castillejos y el Cortijo Carrascal. En efecto, aquí puede comprobarse como en el flanco norte y separando las pizarras moradas y el pórfido riolítico, aparece un tramo de poco espesor de conglomerados heterogéneos cuyos cantos, que pueden alcanzar varios decímetros, son

mayoritariamente de pórfidos riolíticos. Por el contrario, en el flanco sur e intercalados cerca de la base del tramo pizarroso, aquí casi despreciable, se intercalan bancos métricos de arenas de aspecto tabacéo, constituidas por fragmentos de pórfidos riolíticos, que lateralmente pueden relacionarse, con bastantes garantías, como afloramientos de una superficie erosiva que marca la base del Paleozoico

Esta sucesión está cortada por microgranitos similares al de Teuler y riolitas o riodescristalizadas claramente ligadas con el granito y que pueden correlacionarse con el pórfido de la Valera, asociado al vulcanismo del Cámbrico medio en áreas próximas.

La descripción de estos materiales no se aborda en este apartado, ya que son idénticos a los que afloran en la Unidad de Herrerías donde están mejor representados

1.1.b. Unidad de Herrerías

Se han incluido dentro de esta unidad a un conjunto de materiales que afloran en relación con una estructura sinclinal muy simple en el borde Norte de la Hoja.

La secuencia estratigráfica de los materiales que aparecen en esta unidad y su estructura, es muy distinta de la reconocida en la Unidad de Cumbres-Hinojales, de la que se diferencia fundamentalmente por, a) una variación de las facies de los sedimentos del Cámbrico inferior y medio, b) ausencia casi total del Ordovícico, c) ausencia del Silúrico y Devónico inferior y d) presencia de un Devónico-Carbonífero más arenoso y grosero que el de las unidades más meridionales.

La estructura de esta Unidad es muy simple y contrasta también con la reconocida en la de Cumbres-Hinojales.

1.1.b.1. Calizas, dolomías y pizarras

Los tramos más bajos reconocidos en esta unidad, lo constituyen un potente paquete de dolomías y calizas con intercalaciones detríticas de poco espesor, que afloran en la alineación Sierra de la Nava-Sierra de la Dehesilla, y en el núcleo de un par de pequeñas estructuras anticlinales dentro del Sinclinal de Herrerías.

La sucesión la constituyen dolomías (doloesparitas fundamentalmente) de color beige y gris y calizas (micritas) de color crema o blanco. Las intercalaciones detríticas son de poco espesor y continuidad, (se acuñan lateralmente) y son por lo general limos de colores violáceos.

Al techo de la sucesión, aparecen unos niveles de limos y carbonatos, que dan una facies rizadas típicas, descritas por SCHNEIDER (1941), que marcan el tránsito a la formación detrítica superior.

No aflora aquí el muro de la formación carbonatada, razón por la cual no se puede precisar su potencia; el espesor de los materiales aflorantes es de unos 100-200 m.

1.1.b.2. *Pizarras moradas*

Por encima de la formación carbonatada, se localiza una monótona sucesión de pizarras moradas y verdes, con algo de carbonatos, conocidas como pizarras o margas de Herrerías (SCHNEIDER, 1939).

Estos materiales afloran en el sinclinalorio de Herrerías, desde el borde noroccidental de la Hoja hasta las proximidades de la Sierra de El Viso, donde son laminados por una falla.

Estos mismos materiales, afloran también en la Unidad de Arroyomolinos, aunque aquí reposan sobre una serie volcanosedimentaria con carbonatos y están muy mal expuestos.

Los tramos basales de esta sucesión, lo forman unos niveles de pizarras nodulosas, debido a la presencia de carbonatos, que se disponen en lechos alternantes con planos de estratificación alabeados. Estos materiales tienen un espesor que varía entre los 5 y 25 m. y marcan el tránsito entre la Formación carbonatada y las pizarras de Herrerías; son las conocidas pizarras "Kramenzel" de los autores alemanes.

Por encima de los anteriores materiales, se reconoce una monótona sucesión de pizarras verdes y moradas con algo de carbonatos, en las que se distinguen algunos niveles arenosos milimétricos. Es difícil ver la S_o en estos materiales, la cual queda materializada por la presencia de algunos niveles arenosos muy finos o por lechos carbonatados de color amarillento.

Entre las pizarras se localizan niveles de rocas volcánicas básicas interestratificadas que corresponden a rocas efusivas muy alteradas, con textura ofítica, compuestas por plagioclasa y clorita. El espesor de las coladas es variable desde 0,5 a 3 m.

No se reconoce ningún rasgo meso o megascópico representativo, que permita una interpretación sedimentológica de los materiales detriticos; por su tamaño de grano (limo-arcilla) hay que pensar en un ambiente tranquilo probablemente marino sin precisión de profundidades; a destacar la ausencia de niveles arenosos que pudieran representar rellenos de cañones o cañones submarinos.

Al microscopio los metasedimentos son rocas de grano fino y textura blastopolítica formada por cuarzo, plagioclasa, sericita y en ocasiones carbonatos y opacos.

El espesor de estos materiales es variable y oscila entre 200 y 500 m.

Respecto a su edad, indicar que las margas o pizarras de Herrerías contienen fauna de Trilobites del Marianense medio y superior, y por debajo de ellas, en los niveles rizados, Arqueociatos del Ovetiense-Marianense. Por todo ello incluimos estos materiales en el Marianense (ver informe paleontológico).

1.1.b.3. *Limos y arenas moscovíticas*

Sobre las pizarras moradas aparecen depósitos terrígenos formados por areniscas de grano fino, entre las que se intercalan niveles lutíticos de poco espesor; son los conocidos esquistos o capas de Rincón, de SCHNEIDER (1939).

Estos materiales, afloran tanto en el Sinclinal de Arroyomolinos como en el de Herreñas, en este último en relación con varios sinclinales menores y al Norte de la alineación de la Sierra del Valle del Gato.

La serie la constituye una alternancia de limos amarillentos y/o verdosos con intercalaciones milimétricas de arenas finas moscovíticas con laminación paralela o suavemente ondulada (*wavy lamination*).

A escala métrica se observa como alternan episodios en los que predominan las intercalaciones arenosas, con otros en que abundan más los limos.

Localmente se reconocen laminaciones cruzadas debido a ripples de oscilación asimétricos, incluso laminación lenticular de ripples de oscilación con escasez de arena en fondo lutíticos (*starved ripples*). Los materiales están moderadamente bioturbados por organismos que excavaron galerías de pequeño tamaño horizontales y verticales.

Al microscopio, presentan textura blastosómica y están compuestos por cuarzo, plagioclasa, moscovita, sericitia y opacos.

El conjunto se interpreta como un depósito marino de aguas tranquilas y velocidad de sedimentación alta, lo cual puede corresponder a ambientes variados, por debajo del nivel medio de acción del oleaje (desde la plataforma externa a llanura submarina) sin que pueda precisarse más, debido a la ausencia de indicadores batimétricos.

Intercalados entre estos materiales, aparecen niveles de rocas básicas con texturas blastoofíticas, compuestas por plagioclasa y clorita, ésta última de alteración de piroxenos y anfíboles.

El espesor de esta formación es de unos 350 m.

Respecto a su edad, indicar que nos encontramos por encima del nivel de Serrodiscus y por debajo de un nivel de espilítas que a escala regional se sitúa en el Cámbrico medio; en consecuencia debemos estar en la parte alta del Cámbrico inferior (Bilbiliense), pudiéndose correlacionar estos materiales con otros muy parecidos que aparecen en la Unidad de Benalija (Capas del Arroyo Tamujar) y en la Unidad de Alconera (Miembro Vallehondo).

1.1.b.4 *Espilítas*

Por encima de los anteriores materiales aparecen unos niveles volcánicos que se extienden desde el borde noroccidental de la Hoja hasta las proximidades de la Sierra del Castillo.

Estos materiales afloran en el flanco septentrional de una amplia estructura sinclinal vergente hacia el Sur, repetido en la zona de la Sierra de la Jabata por el juego de fallas longitudinales.

Se trata de una sucesión volcanosedimentaria formada en su mayoría por basaltos, tobas basálticas y alguna intercalación pizarrosa.

Las rocas volcánicas presentan colores variados, por lo general verde o morado, siempre de tonalidades oscuras, tienen carácter masivo y por lo general es difícil apreciar la S_o , salvo en el caso de que aparezca alguna intercalación tobácea o metasedimentaria. Se han reconocido estructuras pillow, que atestiguan el carácter efusivo de las rocas volcánicas.

Al microscopio, las rocas volcánicas presentan texturas blatodiabásicas o blastoofíticas, en ocasiones fluidales (muestra A1-9046) y están formadas por fenocristales automorfos de plagioclasa (alterada a clorita-sericitica) así como por formas de antiguos ferromagnesianos (olivino, piroxeno) totalmente alterados a clorita, calcita, etc. La matriz débilmente recristalizada la componen clorita y calcita.

Químicamente, son rocas alcalinas que oscilan desde términos claramente subsaturados hasta términos andesíticos.

Este volcanismo que ya se manifiesta en las formaciones inferiores (pizarras moradas y limos) se supone relacionado con un proceso de rifting, más patente en el borde meridional de la Z.O.M. (QUESADA, 1987, APALATEGUI Y QUESADA 1987).

La potencia de esta formación es variable, y oscila entre los 60 y 200 m.

No hemos encontrado ningún resto fósil que permita datar esta formación; por correlación con series volcanosedimentarias similares datadas en la Unidad de Alconera (Capas de Playón) asignamos estos materiales al Cámbrico medio.

Por último indicar que en la Unidad de Herrerías no aparece el nivel cuarcítico localizado a muro de las espilitas en la Unidad de Cumbres (cuarcitas de Cumbres), o al menos con el desarrollo y continuidad que allí aparece; no obstante, en algunos cortes hemos podido localizar un banco cuarcítico de espesor métrico que ocupa esa posición, y que suponemos son equivalentes; en cartografía no se ha podido diferenciar este nivel ya que es irrepresentable a escala del trabajo.

1.1.b.5. *Limos y arenas amarillentos*

Inmediatamente a techo de las espilitas aparecen unos niveles de pizarras limosas y arenas amarillentas, que afloran en las proximidades del borde noroeste de la Hoja junto al Cortijo Barriga y al Norte de la Sierra de la Jabata.

Se trata de una sucesión detrítica formada por pizarras y pizarras limosas de color amarillo con alguna intercalación arenosa milimétrica; hacia el techo aparecen niveles

microconglomeráticos embalados en los limos, que marcan el tránsito a la formación superior.

Al microscopio son rocas con textura blastopelítica o blastosamítica, en ocasiones bandedas, formadas por cuarzo, moscovita, sericita, turmalina, etc.

Por su posición estos materiales habría que correlacionarlos con otras formaciones de tríticas de edad Cámbrico medio que afloran en la Unidad de Cumbres-Hinojales (Formación Fatuquedo).

La potencia de los materiales aflorantes es muy escasa, y en ningún punto sobrepasa los doscientos metros.

La edad asignada a estos materiales es por su litología y posición Cámbrico medio.

1.1.b.6. *Conglomerados poligénicos*

Por encima de los materiales anteriores, afloran unos niveles conglomeráticos cuya edad se discute.

Los conglomerados afloran en una alineación de sierras que van desde la Sierra León, hasta la Sierra del Aguilar; los materiales están muy bien expuestos, en un corte excepcional en la carretera de Aracena-Cañaveral del León y a lo largo de la Ribera de Montemayor, donde se pueden estudiar las relaciones con las formaciones adyacentes.

Se trata de unos conglomerados poligénicos, del tipo soportado, redondeados, con cantos de espilita, calizas, grauvacas en una matriz lutítica y grauváquica de grano fino-medio y color gris.

Respecto a la relación entre los conglomerados y los materiales limosos inferiores, hay que indicar que no se observan criterios de ruptura sedimentaria como superficies erosivas o relación angular entre capas, al contrario, lo que se observa es que los primeros niveles conglomeráticos se intercalan a lo largo de unos 10 ó 20 m con la sucesión de limos inferiores con la que parece hallarse en continuidad estratigráfica; otro dato importante es que los bancos más potentes de conglomerados no aparecen hacia la base, sino más arriba, alternando también con la sucesión cuarcítica que se le superpone; por último recordar que no son conglomerados limpios, sino soportados. En definitiva, no parece tratarse de un conglomerado basal de una serie transgresiva, y en discontinuidad estratigráfica con los sedimentos inferiores, más bien parecen depósitos de flujos de derrubios (debris flows) que corresponderían con la llegada de masas caóticas de sedimentos atribuibles a depósitos de plataforma (rellenos de canales o talud).

Estos conglomerados han sido atribuidos al Ordovícico por SCHNEIDER (1939) quien suponía que representaban el inicio de la transgresión Sárdica; esta edad ha sido cuestionada por GUTIERREZ MARCO, quien a base de criterios cartográficos los atribuye al Cámbrico medio; ultimamente METTE y BROZIO encuentran acritarcos del Cámbrico medio en estos materiales (comunicación oral de GUTIERREZ MARCO).

1.1.b.7. Cuarcitas

Sobre los conglomerados, aparece una barra cuarcítica de espesor y continuidad variable que fueron correlacionadas por SCHNEIDER (1939) con la cuarcita armoricana.

Se trata de una formación cuarcítica de unos 40 ó 50 m. en la que se reconocen algunas pasadas pizarrosas y otras microconglomeráticas de espesor decimétrico. Hacia la base aparecen paquetes de areniscas cuarcíticas y grauvacas; luego, la sucesión es areniscosa muy limpia (cuarcitas y arcosas) con restos piritosos, y con intercalaciones de niveles pizarrosos y otros microconglomeráticos; los niveles más arenosos aparecen bien como bancos aislados, bien en una alternancia de cuarcitas y pizarras.

Las estructuras sedimentarias reconocidas son laminaciones paralelas, retocadas por ripples en el techo de las capas. En varios puntos se ven capas lenticulares convexas hacia el techo. Algunos bancos presentan morfologías similares a las de las estratificación cruzada hummocky de escala decimétrica entre capas de pizarras; otras capas; de espesor centimétrico, presentan los techos retocados posiblemente por ripples de oscilación.

Este tramo, se interpreta como un depósito de plataforma somera, cuyo proceso de transporte y depósito más probable fue el oleaje de tormenta.

La edad de estos materiales es discutida, oscilando entre el Cámbrico medio y el Ordovícico inferior, edad de las primeras series adyacentes datadas. SCHNEIDER los considera Ordovícico inferior, y los correlaciona con la cuarcita armoricana. GUTIERREZ MARCO, J.C. le atribuye una edad Cámbrico medio-superior y junto con los conglomerados inferiores los correlaciona con la Formación Fatuquedo.

1.1.b.8 Pizarras grises o verdosas

Sobre las cuarcitas, aparecen unas pizarras gris-azuladas y/o verdosas, que son las conocidas pizarras con *Didymograptus* de SCHNEIDER, o las pizarras Barriga de ERDT-MANN et al (en prensa) y GUTIERREZ MARCO, J.C. (1986).

Estos materiales, se localizan inmediatamente al Sur de la barra cuarcítica, entre esta y la falla de Hinojales, están por lo general muy mal expuestos al estar cubiertos por los derrubios cuarcíticos y son observables en el corte de la Carretera de Aracena a Cañaveral y en el arroyo de Montemayor, donde el afloramiento, reconocido no sobrepasa los 35-40 m. de espesor.

Los tramos basales de esta sucesión (8-10 m.) lo forman pizarras arcillosas de color azulado, que incluyen esporádicos cantos angulosos de cuarcitas distribuidos de forma irregular en el sedimento, que han sido interpretados como "dropstones"; el resto de la formación son pizarras gris verdoso con laminaciones arenosas milimétricas y con señales de bioturbación.

Estos materiales corresponden a sedimentos en origen de naturaleza arcillosa o limosa, depositados en un medio marino por debajo del nivel efectivo medio del oleaje, cuyo fondo estaba posiblemente en condiciones reductoras.

Son varios los horizontes fosilíferos descritos en esta formación, que han proporcionado una rica fauna de graptolites (SCHNEIDER, 1939, GUTIERREZ MARCO, J.C. 1982) que permiten situar esta formación en el intervalo Tremadoc-Arenig inferior.

1.1.b.9. Grauvacas y Pizarras

En discordancia sobre distintos términos de la Unidad de Herrerías, aparecen unos materiales detríticos, formados por grauvacas y pizarras con intercalaciones calcáreas, arcósicas y conglomerados.

Estos materiales, afloran en una banda que discurre desde la Sierra del Aguila, hasta la proximidades de Santa Olalla del Cala, su límite Norte es una discordancia mecanizada en su mitad oriental; el límite Sur es una falla de importancia regional, que pone en contacto estos materiales, con los de la Unidad de Cumbres-Hinojales (Falla de Hinojales).

Los materiales más bajos reconocidos en esta sucesión, son unos tramos arcósicos con pasadas conglomeráticas que afloran en la zona de la Sierra de la Cucharera, y que se siguen hacia el Este hasta unos 3 km. al SW de Santa Olalla del Cala. Se trata de unos afloramientos masivos de material arcósico entre los que se reconocen algunas pasadas conglomeráticas de espesor decimétrico.

Al microscopio las arcosas presentan texturas blastosamíticas y están formadas por cantos de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, y fragmentos líticos derivados de rocas volcánicas (traquitas), metamórficos (sobre todo pizarras) y rocas granudas (granitos), todo ello en una matriz muy escasa de composición sericítica y débilmente recristalizada.

Por encima de los niveles de arcosas y microconglomerados, aparecen las típicas facies de grauvacas y pizarras que caracterizan todos los afloramientos flyschoides de este sector. En conjunto constituyen una megasecuencia positiva, formada por secuencias positivas menores; los tramos basales los constituyen grauvacas masivas con finas intercalaciones pizarrosas, así como intercalaciones conglomeráticas de espesor métrico. Hacia el techo disminuye la proporción de conglomerados, las arenas son más finas, y empieza a aparecer mayor proporción de material lutítico; otro carácter que se observa es la mayor abundancia hacia el techo de la serie de ripples de oscilación en las arenas, y la aparición de secuencias de BOUMA completas que pudieran ser debidas a retoques por ripples a techo.

Las paleocorrientes medidas en este sector, dan una dirección de aporte SE-SO, si bien se han visto algunas crestas de ripples de oscilación orientadas N-S.

Las pizarras son rocas de grano fino, color gris y textura lepidoblástica-blastopelítica, formadas por cuarzo, sericita, clorita, plagioclasa y opacos.

Las grauvacas son rocas de grano fino a medio, de color marrón o gris si están frescas; al microscopio presentan texturas blastosamíticas y están compuestas por cantos de

cuarzo, plagioclasa y fragmentos líticos de diversa composición, todo ello inmerso en una matriz sericítica de grano fino débilmente recristalizada.

La potencia de los materiales aflorantes es de unos 800-1000 m.

La edad de estos materiales no ha podido ser establecida; por correlación con materiales similares de áreas más meridionales se les asigna una edad Devónico-Carbonífero inferior.

1.1.c. Unidad de Cumbres-Hinojales

Englobamos en esta unidad, a todos los materiales detríticos y volcánicos comprendidos entre la Unidad de Herrerías y las series volcanosedimentarias del Macizo de Aracena. También se incluyen los afloramiento calizos de la Sierra de la Jabata y las series detríticas que afloran inmediatamente al Sur, consideradas como un "klippe" de esta Unidad sobre la de Herrerías.

Cabría la posibilidad de desdoblar esta Unidad en dos tal y como se hizo en el Libro Guía de la Transversal Geológica en la Z.O.M. (Marzo 1987) donde se individualizaron los afloramientos que se sitúan a uno y otro lado del flysch Terena. En base al tratamiento que se le da en este trabajo a los esquistos de El Cubito, se ha pensado en agrupar ambos afloramientos en una misma unidad, y en la memoria se resalta las diferencias más acusadas entre ambos.

1.1.c.1. Calizas y dolomías con intercalaciones de pizarras

Se describen en este apartado los afloramientos calizos de la Sierra de la Jabata, Sierra del Castillejo-Sierra del Viso, los cuales están muy bien expuestos unos dos kilómetros al oeste de la Mina de Cala, en la Ribera del Hierro.

Se trata de una monótona sucesión de calizas (micritas) y dolomías (doloesparitas) grises, laminadas y recristalizadas (marmorizadas) en bancos de potencia decimétrica, que intercalan niveles pizarrosos de poco espesor. Los niveles marmóreos presentan laminaciones, algunas con morfología convexa hacia arriba que parecen debidas a crecimientos estromatólíticos de algas. En algunos bancos se han reconocido laminaciones paralelas y cruzadas debidas a ripples que sugieren un sedimento depositado en una plataforma somera, muy posiblemente afectada por oleaje y corrientes.

A techo de la sucesión, se localizan unos niveles de limos y carbonatos que producen la típicas facies rizadas, y que aquí se asocian a unos productos tobáceos de escaso espesor (0,5-1 m) que solo hemos podido reconocer en el excepcional corte de la Ribera del Hierro.

El muro de esta formación no llega a aflorar, no obstante la potencia de los materiales aflorantes hay que estimarla en unos 200 m.

La edad de estos materiales es, por su litología y posición, Cámbrico inferior.

1.1.c.2. Pizarras y areniscas

Sobre las calizas y pizarras aparece una sucesión detrítica constituida por areniscas y pizarras que afloran inmediatamente al Sur de los materiales anteriormente descritos, en una banda estrecha (300 m. como máximo) y alargada, laminada por el Sur. Las mejores observaciones de estos materiales se hacen en la trinchera del ferrocarril desmantelado que corre paralela a la Ribera del Hierro.

Estos materiales afloran en una secuencia invertida, en la que no hay correspondencia entre los criterios estratigráficos y tectónicos, por lo que se supone que son restos de una estructura de fase I posteriormente volcada.

La sucesión se compone de una alternancia de pizarras y areniscas. Las grauvacas forman bancos de 30 a 50 cm. de espesor, aunque pueden amalgamarse en acumulaciones de varios metros, quedando restos de pizarras entre las superficies erosivas; presentan estructuras de muro del tipo flute casts y grove casts, estos últimos de longitud superior al metro.

Las pizarras son de color verde o morado, y al microscopio presentan una textura y composición similar a las pizarras moradas de la Unidad de Herrerías.

Los niveles areniscosos presentan texturas blastosamíticas y están compuestos por cuarzo, plagioclasa, moscovita, feldespato potásico, etc., siendo escasa la matriz que es de composición sericítica, y aparece débilmente recristalizada.

A primera vista estos materiales parecen ser una sucesión turbidítica, pero el análisis de las estructuras internas (ausencia de secuencias de BOUMA) la morfología de bancos en hummocky, y la presencia de capas con techo modelado por ripples, parece indicar un depósito de plataforma dominado por oleaje de tormenta en el que el depósito se realizaría de forma discontinua.

En relación a los materiales carbonatados nos encontraríamos pues en una secuencia transgresiva con elevación relativa del nivel del mar, sin que el cambio batimétrico tenga que ser muy elevado.

En estos materiales SCHNEIDER describe un yacimiento fósil, justo al Sur de la Mina de Cala; ese mismo horizonte lo hemos encontrado en la Rivera del Hierro donde se han reconocido restos de Serrodiscus s.p. indet.

El afloramiento está laminado por grandes fallas longitudinales, y es posible que en él estén amalgamados términos de la alternancia de Cumbres correspondientes al muro y techo de la misma.

1.1.c.3. Pizarras grises, verdes y moradas (Pizarras de Barrancos)

Se trata de una monótona sucesión de pizarras y filitas moscovíticas con intercalaciones de rocas volcánicas.

Afloran en dos bandas paralelas de dirección regional, separadas por los depósitos del flysch Terena.

Los materiales que afloran en la banda más meridional, aparecen en una secuencia normal muy verticalizada, entre los esquistos de El Cubito y el flysch Terena (en el borde occidental quedan restos de material silúrico), y se caracterizan por la presencia de grandes coladas de rocas básicas.

Los materiales de la banda septentrional, aparecen muy verticalizados o buzando al SW, por encima de los materiales silúricos, en una estructura del tipo "cabeza buzante". El límite Sur de este afloramiento es una amplia banda de cizalla donde se observa una mayor cristalinidad y metamorfismo.

En conjunto se trata de una monótona sucesión metapelítica, formada por pizarras y filitas moscovíticas de color gris verdoso, localmente moradas, sobre todo al E de la Falla de Zufre, y foliadas, y en la que se reconocen algunos niveles arenosos de potencia milimétrica, más abundantes en el afloramiento septentrional.

Al microscopio son rocas con texturas lepidoblásticas, formadas por cuarzo, moscovita, clorita, opacos, esfena, circón, etc, que son clasificadas como filitas o pizarras.

En las proximidades de la banda de cizalla, estos materiales aparecen más evolucionados, con mayor blastesis de la moscovita, y presencia de andalucita (quiastolita) y biotita. La andalucita parece ser intercinemática entre la primera y segunda fase de deformación.

Como ya indicamos, en el afloramiento más meridional, aparecen rocas volcánicas intercaladas entre estos materiales; se trata de grandes coladas de rocas básicas, muy potentes (posiblemente superan en ocasiones los 500 m. de espesor), que describen un gran pliegue sinclinal que cierra periclinalmente unos 2 km. al Oeste del Cortijo de los Quejigales. Al microscopio son rocas con textura blastoporfidíca, en ocasiones blastodelíticas, formadas por fenocristales de plagioclasa y melanocratos (anfíboles) inmersos en una matriz microcristalina rica en plagioclasa.

Asociada a la volcanitas básicas se reconoce en la Ribera de Huelva, al Sur de la Sierra de la Curtidera, una pequeña colada de rocas volcánicas ácidas; de unos 30-40 m. de espesor y poca continuidad lateral. Al microscopio, es una roca porfidíca formada por fenocristales de cuarzo (con golbos de corrosión) y plagioclasa en una matriz microcristalina con textura esferulítica y fibrorradial. Idénticos materiales se reconocen unos 2 km. al Sur de Santa Olalla, entre pizarras moradas en la base y metabasitas a techo; entre ambos tipos de rocas volcánicas, ácidas y básicas, aparecen varios lentejones de carbonatos de reducidas dimensiones.

Químicamente son rocas subalcalinas con marcado carácter toleítico.

Los sedimentos de esta formación derivan de material arcilloso con elevado contenido en materia orgánica (que se traduce en la presencia de páginas blancas de alteración)

que corresponden a depósitos marinos profundos posiblemente de talud, lo que justificaría la gran abundancia de sedimentos. Hacia el techo aparecen nivelillos de arenas finas con techos ondulados por ripples y algo de bioturbación, lo que sugiere un ambiente más somero posiblemente de plataforma abierta, al parecer en continuidad sedimentaria con las grauvacas superiores que se describen a continuación.

Estos materiales están datados en Portugal desde principios de siglo por DELGADO, N. (1908) que los atribuye al Ordovícico inferior, al encontrar impresiones de género *Didymograptus* en las proximidades de Barrancos, justo a techo de esta sucesión. Estos materiales han sido posteriormente atribuidos en diversas ocasiones al Devónico, sin duda debido a la estructura de falsos sinclinales que presentan al Norte de flysch Terena.

La potencia de esta formación, no puede precisarse, ya que no aflora el muro de la misma; no obstante el espesor de los materiales reconocidos es de unos 1000 m.

1.1.c.4. *Grauvacas y areniscas moscovíticas (Grauvacas de Sierra Colorada)*

En tránsito gradual sobre los materiales anteriormente descritos, reposan otros, constituidos por grauvacas y/o metaareniscas con abundante moscovita y óxidos de hierro.

Estos materiales aparecen sólo en el afloramiento septentrional, entre el borde de Hoja y la Sierra del Membrillo; al Sur del flysch Terena estos materiales no aparecen, y posiblemente han sido erosionados por la discordancia silúrica y/o devónica.

La sucesión la componen grauvacas y metaareniscas moscovíticas muy bioturbadas, con abundantes óxidos de hierro, junto a niveles pizarrosos, todo ello en una alternancia de espesor centímetro a decímetro. Los niveles arenosos presentan techos ondulados por ripples, y están moderadamente bioturbados, con galerías verticales (*Schnofacies* de *Skolithus*). Los niveles arcillosos presentan galerías horizontales, algunas de ellas se mantienen en la base de los bancos arenosos.

En conjunto la formación presenta rasgos de un ambiente marino de plataforma somera de aguas agitadas, cuyo fondo estaba colonizado por una activa fauna endobentónica. Los rasgos sedimentológicos de esta formación son muy similares a la cuarcita armoricana.

Al microscopio son rocas con texturas blastosamíticas, formadas por cuarzo, moscovita, plagioclasa, sericitia, circón, etc.

La edad de estos materiales, no ha podido ser precisada. Como ya hemos indicado, aparece en continuidad estratigráfica sobre los materiales inferiores, cuyo techo es Ordovícico inferior; por otra parte, estos materiales reposan bajo las ampelitas y lítitas de Silúrico por lo que su edad hay que situarla en dicho intervalo. Dadas las características litológicas y sedimentológicas de los materiales, bien pudieran representar un equivalente de la cuarcita armoricana y por tanto su edad podría ser Arenig.

1.1.c.5. Ampelitas y liditas

Los próximos materiales reconocidos son un sucesión de pizarras ampelíticas y cuarcitas grafíticas negras (liditas) de edad Silúrico, que afloran inmediatamente al Norte de la sucesión grauváquica anteriormente descrita.

A escala regional, estos materiales reposan en discordancia sobre los esquistos de Barrancos, o sobre las grauvacas de Sierra Colorada, (hiato sedimentario).

La sucesión la compone una alternancia centrimétrica de pizarras ampelíticas negras, en ocasiones arenosas, con niveles cuarcíticos del mismo color. En corte fresco, ambas rocas son de color oscuro, alteradas son de color ceniza o blanco.

Al microscopio las cuarcitas son rocas con textura granolepidoblástica inequigranular, compuestas por cuarzo y grafito junto a cristales acciculares pequeños y de difícil identificación, principalmente moscovita y rutilo. Las ampelitas aparecen siempre muy alteradas, y no se ha podido tomar una muestra adecuada para su estudio.

Desde un punto de vista sedimentario, estos materiales marcan un cambio brusco en la cuenca de sedimentación, que se acompaña de un hiato sedimentario que duraría desde el Ordovícico Inferior ? al Silúrico. La sedimentación de estos materiales que se interpreta como un depósito de geles de sílice en el fondo de la cuenca, su amplia distribución, y peculiar litología, lleva a pensar en un episodio genético un tanto excepcional ligado quizás a un cambio geoquímico mayor de las aguas de la cuenca.

La edad de estos materiales es conocida desde finales del siglo pasado, época en la que GONZALO y TARIN, J. (1878) describe por primera vez la fauna de graptolites del norte de la provincia de Huelva; posteriores hallazgos han sido realizados por SCHNEIDER (1951), BARD, J.P. (1969) GUTIERREZ ELORZA, M. (1970), VAZQUEZ GUZMAN, F. (1976), APALATEGUI, O. et al (1984), RACHEBOEUF et al (1986), y parece que está representado todo el Silúrico.

Asociados con estos materiales, hacia el techo suelen existir finos niveles o lentejones de volcanitas ácidas; se trata de rocas microcristalinas compuestas por sericitas, cuarzo, feldespatos y micas, siendo clasificadas como metacineritas.

La potencia de los materiales aflorantes oscilan entre los 25 y 50 metros en el mejor de los casos; de todas formas estos materiales suelen aparecer en zonas tectonizadas (falla de Hinojales, etc.) y posiblemente en gran parte estén laminados.

1.1.c.6 Pizarras negras laminadas (esquistos rayes o esquistos con cloritoide)

Sobre las ampelitas, aparecen unos materiales esquistosos de color oscuro que son los conocidos esquistos de Verdugo de SCHNEIDER (1959).

Estos materiales, afloran en una zona deprimida y tectonizada que se sigue desde la Ribera de Hinojales hasta las proximidades de la Sierra de la Cucharera.

El afloramiento lo constituye una monótona sucesión de esquistos de grano fino, algo micáceos y color gris, entre los que destacan algunos niveles arenosos de potencia milimétrica de grano fino a medio que presentan normalmente laminación cruzada de ripples. En algunos puntos la sucesión es más arenosa, y se distinguen bancos de areniscas de 3 a 5 cm. de espesor con techos ondulados por ripples.

Al microscopio, son rocas con textura lepidoblástica formadas por cuarzo, moscovita, sericita, apatito, epidota, turmalina, etc.

Estos materiales, por su litología, posición estratigráfica y contenido fósil, suponemos son los esquistos rayes de los geólogos portugueses, que tan ampliamente están representados en esta unidad.

Estos materiales han sido datados por SCHNEIDER, que reconoce una fauna de edad Emsiense, constituida por braquípodos, trilobites, ostrácodos y celentéreos. Posteriormente RACHEBOEUF y ROBARDET vuelven a estudiar este yacimiento, llegando a las mismas conclusiones que SCHNEIDER.

Los datos paleontológicos expuestos, inducen a plantear la existencia de un hiato sedimentario en el Devónico inferior; sin embargo los datos cartográficos disponibles invitan a desechar esta suposición, ya que a escala regional no se observa discontinuidad estratigráfica ni sedimentaria con los materiales silúricos.

En favor de lo que acabamos de decir, indicar que el yacimiento descrito por SCHNEIDER, no se sitúa en la base de esta formación, por lo que los tramos basales de la misma pudieran representar el Gedinense-Sieginense, que estaría representado en esta Unidad por las Capas de Russianas, reconocidas en zonas más occidentales (ver MAGNA Hoja de Oliva de la Frontera).

1.1.c.7. Pizarras, grauvacas, calizas y microconglomerados

Los materiales más altos de esta unidad, son una sucesión de pizarras y grauvacas con intercalaciones de conglomerados que se conocen bajo el nombre de flysch Terena.

Estos materiales afloran en una banda de varios kilómetros de ancho que atraviesa la hoja por su parte central y que se acuña hacia el SE, donde intersecta con la falla de Zufre. Los afloramientos aparecen en el núcleo de una amplia estructura sinclinal cuyo flanco norte aparece parcialmente laminado. Se incluyen en este apartado, unos afloramientos correspondientes a un sinclinal menor que se sitúa entre la Sierra del Rincón y la Ribera de Huelva, y los que aparecen en el bloque oriental de la falla de Zufre, que son continuación de los anteriores.

Los tramos basales del flysch Terena son fundamentalmente arenosos, y están constituidos por una alternancia de grauvacas y pizarras con intercalaciones de microconglomerados que constituyen una secuencia positiva en conjunto, formada por secuencias positivas menores.

Los niveles arcósicos y microconglomeráticos, no aparecen en la base de este tramo, sino a unos 30-35 m. de la misma; y se continúan durante unos 100-125 m.

Por encima de este tramo basal, que ha sido diferenciado en la cartografía aparecen pizarras verdes y grises, en las que se reconocen algunas pasadas grauváquicas de tamaño de grano medio; hacia el techo aumenta la proporción de grauvacas, sin que en ningún caso se alcance la proporción del tramo basal.

Las paleocorrientes medidas en estos materiales varían entre el ESE y OSO, si bien se han reconocido algunas direcciones esporádicas hacia el O y NE.

Como ya indicamos, en este apartado se incluyen también, los sedimentos de pizarras y grauvacas que afloran inmediatamente al Sur de sinclinal de Terena, y que tienen la particularidad de contener varios paquetes carbonatados y niveles conglomeráticos de gran continuidad lateral. Los niveles carbonatados son calizas marmóreas con abundantes restos de crinoides (biomicritas). A veces se trata de calizas conglomeráticas, con cantos de rocas ígneas y metamórficas, así como fragmentos de carbonatos (esparita). En estos niveles VAN DEN BOOGAARD, M. y VAZQUEZ, F. (1981) citan la presencia de conodontos de Carbonífero inferior (Turnaisiense superior o Viseense inferior). Durante la realización del presente trabajo, se han vuelto a muestrear estos materiales obteniendo resultados similares al de los autores antes mencionados (ver informe paleontológico).

Al E de Santa Olalla, donde estos mismos materiales se encuentran desplazados por la Falla de Zufre, aparecen varios afloramientos pequeños de andesitas o cuarzoandesitas espilitizadas, y de metacineritas o felsitas. Las rocas básicas han sido muestreadas para geoquímica, y son rocas subalcalinas, sin que se pueda precisar si pertenecen a la serie calcoalcalina o toleítica.

1.1.d. Esquistos de El Cubito

Se trata de un conjunto metapelítico muy deformado que flanquea por el Norte al Macizo de Aracena, y que sirve de nexo de unión entre este y las series fundamentalmente detríticas (hay algunas intercalaciones de rocas efusivas básicas) de la Unidad de Cumbres-Hinojales.

Las relaciones de los esquistos de El Cubito con el Macizo de Aracena son complejas; en las hojas de Aroche, Aracena y Santa Olalla, se apoyan sobre distintos términos del flanco normal del anticlinorio de Fuenteheridos-La Umbría; en el Macizo de Almadén de la Plata el contacto es con distintas Unidades de dicho Macizo (ABAOS, B. 1987). Hacia el Norte los esquistos de El Cubito conectan siempre con los esquistos y pizarras de Barrancos de los que es difícil de separar y de los que se diferencia fundamentalmente por su mayor grado de deformación.

La sucesión la componen filitas y esquistos con una esquistosidad muy penetrativa con abundante cuarzo segregado y replegado. Es frecuente reconocer un cierto bandeadío composicional milimétrico definido por niveles con mayor o menor abundancia de cuarzo y filosiccatos.

El aspecto más llamativo de estos materiales y que sirve como único criterio para diferenciarlos de los esquistos de Barrancos, es la gran abundancia de segregaciones de cuarzo, a veces con clorita, que son posteriores o la primera fase reconocida.

En lamina delgada, presentan texturas lepidoblásticas microplegadas, en ocasiones bandeadas y muy frecuentemente miloníticas, y están formados por cuarzo, moscovita, clorita, biotita, plagioclasa, etc., las muestras se clasifican como esquistos y/o cuarzoesquistos moscovíticos.

Hay que resaltar el carácter milonítico de estas rocas puesto de manifiesto por una S a la que se asocian estructuras sigmoides, extinción ondulante del cuarzo, granulación del mismo con formación de texturas malladas y acintadas, etc; esta S es de segunda fase y pliega y transpone a una "schistosity" previa.

Intercalados entre los metasedimentos, aparecen unos niveles de rocas efusivas básicas, que afloran desde el borde occidental de la Hoja, hasta las proximidades de Zufre, y al Norte de las Sierras de Fuente Ibáñez y Pan de los Pobres, estas últimas al otro lado de la falla de Zufre.

Se trata de rocas volcánicas de composición básica, que junto a otras similares intercaladas, en las pizarras de Barrancos, constituyen las conocidas metabasitas de la Ribera de Huelva (BARD, J.P. 1969).

El estudio microscópico indica que se trata de antiguas rocas porfídicas formadas por megacristales de plagioclasa y anfíbol, inmersos en una matriz de grano fino compuesta por plagioclasa, clorita, esfena y opacos. Químicamente son rocas similares a las que afloran entre las pizarras de Barrancos, y como ellas son rocas subalcalinas de tendencia toléitica.

La edad de los esquistos de el Cubito es discutida, dada su posición entre las series volcanosedimentarias de Aracena y las pizarras de Barrancos habría que situarlos en el intervalo Cámbrico-Ordovícico BARD, J.P.. 1969; JEREZ MIR (1974), si bien en unos casos se consideran más afines con las series volcanosedimentarias de Aracena, y en otros con los esquistos de Barrancos.

Otra hipótesis planteada, es que los esquistos de el Cubito, no constituyen una formación con valor cronoestratigráfico (APALATEGUI, O. 1984) sino que representa una banda de cizalla formada a expensas de las pizarras de Barrancos, y en la que quedan involucrados en menor proporción otros materiales, algunos de Macizo de Aracena.

En el presente trabajo se adopta esta segunda hipótesis, que se ha visto utílamente confirmada por nuevos datos cartográficos en el Macizo de Almadén de la Plata (ABALOS, B. 1987); el significado de esta banda será comentado más adelante en el capítulo de tectónica

1.1.e. Unidad del Macizo de Aracena

Se incluye en esta unidad, a un conjunto de materiales comprendidos entre los esquis-

tos de El Cubito por el Norte, y las anfibolitas de Acebuches por el Sur. En conjunto los materiales de esta unidad o integran series detríticas y volcanosedimentarias; estas últimas con importante contenido en carbonatos

Esta unidad está dividida en dos por una gran factura, que individualiza afloramientos, conocidos como Cuña de Fuenteheridos-La Umbría y Cuña de Agruña-Cortegaña (FLORIDO y QUESADA, 1984), en las que afloran series litológicas correlacionables pero con distinto grado metamorfismo (APALATEGUI, O. et al 1984).

1.1.e.1. Cuña de Fuenteheridos-La Umbría

Los materiales localizados en este afloramiento son de muro a techo:

1.1.e.1.a. Formación de la Umbría

Se trata de una sucesión eminentemente detrítica, que aflora en el núcleo de una amplia estructura anticlinal (antiforma de Fuenteheridos-La Umbría; BARD, J.P., 1969), laminada por el Sur y por el Este. Los afloramientos se distribuyen desde el borde oriental de la Hoja, hasta unos 2,3/Km. al este de la Umbría, donde quedan totalmente laminados.

La sucesión la integran esquistos y cuarzoesquistos biotíticos, en ocasiones grafitos, con intercalaciones de material grauváquico, anfibolitas y cuarcitas negras.

Los esquistos y cuarzoesquistos, son rocas esquistosas de color oscuro, en ocasiones débilmente bandeadas, con texturas lepidoblásticas y/o granolepidoblásticas formadas por cuarzo, biotita marrón roja, plagioclasa, moscovita y localmente grafito. En la lámina delgada, estos materiales muestran al menos dos fases de deformación, y las muestras que se sutúan en el borde meridional del afloramiento presentan una blastesis helicítica de moscovita y biotita (muestras A1-9099 y A1-9111).

Sólo hemos localizado un pequeño lentejón de anfibolitas, justo al Sur del Riscop Valdejúdío; se trata de una roca verdosa de grano fino-medio, compuesta por plagioclásas y anfíboles (hoblenda y tremolita) en la que se reconocen restos de antiguas texturas diabásicas.

En esta formación se reconocen también algunos tramos de cuarcitas grafitosas negras, en ocasiones bandeadas, que son muy frecuentes al Norte de Valdezufre. Se trata de niveles lenticulares de espesor decimétrico o métrico (las más potentes tienen 6-7 m) que al parecer se disponen en distintas posiciones dentro de la serie.

Las metagrauvacas son rocas con texturas blastosamíticas formadas por cantos de cuarzo, plagioclasa y posibles fragmentos de rocas metamórficas previas, todo ello en una matriz poco recristalizada de composición cuarzo-biotítica.

1.1.e.1.b. Sucesión volcano-sedimentaria

A techo de los materiales anteriormente descritos, afloran rocas volcánicas de diversa

naturaleza, y carbonatadas, que en conjunto constituyen un sucesión volcano-sedimentaria, en la que se pueden distinguir dos tramos; uno inferior formado por volcanitas ácidas y carbonatos y otros superior más fino y con abundantes pasadas de metabasitas.

La sucesión volcanosedimentaria inferior, está integrada casi exclusivamente por volcanitas ácidas de diversa procedencia, y niveles dolomíticos y/o calcáreos; siempre próximo a la base se localiza un nivel dolomítico muy continuo que son las conocidas dolomías de Aracena (BARD, 1969).

Los distintos materiales diferenciados dentro de esta formación volcanosedimentaria son:

- Dolomías.

Hacia la base de esta formación, aparece un continuo nivel de mármoles dolomíticos, y calizas en menor proporción, que representan un horizonte de gran valor cartográfico.

Afloran en una banda continua, interrumpida sólo por el desplazamiento de pequeñas fallas de desgarre, desde el borde occidental de la Hoja, hasta las proximidades de Zufre.

Los materiales son mármoles dolomíticos de grano fino o medio, de color gris, beiges y blanco con una patina de alteración a colores marrón oscuro. A menudo es difícil distinguir las superficies de estratificación, y la roca en el campo tiene un aspecto masivo, y está muy diaclasada.

Hacia el techo es frecuente observar niveles de sílice sedimentaria, junto a otros de volcanitas ácidas interestratificados entre los carbonatos.

Al microscopio son rocas con texturas granoblásticas, compuestas en su mayor parte por dolomita y en menor proporción calcita; se ha reconocido también moscovita, cuarzo, actinolita-tremolita, clorita, etc.

- Metavolcanitas ácidas.

Constituyen sin duda, el término petrológico más frecuente dentro de la serie volcanosedimentaria, y en ella se agrupan todo tipo de volcanitas ácidas de afinidad riolítica o riodacítica, tanto efusivas como tobáceas.

Tobas riolíticas: son rocas esquistosas de color gris claro, formadas por fenocristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, y en ocasiones fragmentos de rocas efusivas, en una matriz de grano fino cuarzo-micácea.

Metariolitas: son rocas algo más compactas, más refractarias a la deformación, formadas por los mismos fenocristales que la tobas, con figuras de corrosión, en una matriz microcristalina cuarzo-feldespática con textura esferulítica (muestra A1-9097).

Los materiales tobáceos se relacionan especialmente con las metariolitas, y entre ellos

es frecuente reconocer algún tramo más fino de origen cinerítico.

La Sucesión volcanosedimentaria superior la integran, cineritas, metabasitas, algún nivel de mármol, y otros subordinados de tobas y lavas riolíticas y/o riodacíticas similares a la del tramo inferior.

Esta sucesión ha sido diferenciada en la cartografía, y a continuación se describen los tipos de rocas, excepto los descritos en la sucesión volcanosedimentaria inferior.

- Metacineritas.

Son rocas esquistosas de grano fino y color marrón o gris, a veces metálico, con textura lepidoblástica o granolepidoblástica y composición cuarzo-micácea con abundante turmalina y opacos (fundamentalmente pirita). En todas las muestras estudiadas se reconoce una fase milonítica, en ocasiones muy intensa, que impide establecer de forma precisa la naturaleza de la roca original.

- Metabasitas.

En toda la serie volcanosedimentaria, se reconoce algunas intercalaciones de rocas básicas, que son interpretadas como antiguas coladas. Afloran fundamentalmente en la parte superior de la serie volcanosedimentaria, en relación con los productos cineríticos; hay que destacar la presencia de un nivel bastante continua en la mitad occidental del afloramiento que hemos utilizado como límite entre dos sucesiones volcánicas diferenciadas. Se trata de una roca compacta, de grano fino-medio, y color verdoso, formada por plagioclasas y piroxenos (en ocasiones también anfíbol) como materiales primarios, inmersos en una matriz clorítica con epidota y esfena. En las muestras estudiadas, se reconoce un proceso de deformación milonítico que provoca la granulación de los fono-crystales y reorientación de la matriz.

- Calizas marmóreas.

Próximas siempre a la aparición de las volcanitas básicas y de las metacineritas, aparecen unas bandas discontinuas de mármoles, que se pueden seguir en todo el afloramiento.

Por lo general son calizas marmóreas muy puras de color blanco, aunque lateralmente pueden pasar a dolomías y son entonces de color gris.

Al microscopio son rocas con textura granoblástica, formadas por calcita y en menor proporción dolomita, junto con cuarzo, epidota, tremolita, etc.

Generalmente son muy puras, formadas casi exclusivamente por calcita, localmente dolomitizada; los minerales de silicatos cárnicos aparecen en relación con niveles filíticos.

En conjunto toda esta serie volcano-sedimentaria, ha sido atribuida al Cámbrico-Ordovícico medio por BARD, J.P. (1969) el cual correlaciona las dolomías de Aracena con otros horizontes carbonatados de la Z.O.M. del Cámbrico inferior. APALATEGUI, O. et al

(1984) correlacionan la serie volcanosedimentaria de Aracena con otras similares del Precámbrico superior, y plantean la posibilidad de que la serie esté invertida, ya que estos mismos autores sitúan las dolomías de Aracena en el Cambriico inferior. Por último FLORIDO y QUESADA, 1984, proponen que tanto las dolomías de Aracena como la serie volcano-sedimentaria son de edad Precámbrico superior-Cámbrico y se encuentran en posición normal.

En este trabajo se asume la última de las hipótesis si bien hay que indicar que el problema de datación de estas series no está aún resuelto.

Químicamente las series volcano-sedimentarias de la cuña Fuenteheridos-La Umbría son rocas de afinidad calcoalcalina, fuertemente potásicas, dato este que concuerda con la asignación de edad propuesta para estos materiales.

1.1.e.2. Cuña de Aguafría-Cortegana

Al Sur de los materiales antes descritos, y entre ellos y las anfibolitas de Acebuches, afloran unas sucesiones neísicas en las que se reconocen materiales de diversa composición: neises cuarzo feldespáticos, biotíticos, anfibólicos y/o piroxénicos, mármoles y anfibolitas.

Dentro de estos materiales neísicos, pueden distinguirse dos sucesiones diferentes, una que suponemos inferior, formada por neises biotíticos y migmatíticos, y otra superior formada por neises biotíticos, anfibólicos, piroxénicos y mármoles (neises de Fuente del Oro y Almonaster, BARD, J.P. 1969, respectivamente).

La posición relativa de ambas sucesiones es difícil de establecer por criterios estratigráficos y/o tectónicos, habida cuenta del grado de complejidad estructural y el alto metamorfismo que afecta a estos materiales; la posición antes referida se adopta en base a criterios regionales que serán comentados más adelante.

1.1.e.2.a. Neises biotíticos y migmatíticos (Neises de Fuente del Oro)

Los materiales más bajos reconocidos en la Cuña de Cortegana-Aguafría son unos neises biotíticos, en ocasiones migmatizados, con intercalaciones finas de cuarcitas negras, anfibolitas y mármoles.

Afloran en una banda de espesor variable que se sigue desde las proximidades de Jabuguillo, hasta unos tres kilómetros al Este de Higuera de la Sierra.

Esta sucesión, la integran unos neises grisáceos, ricos en biotita y parcialmente migmatizados, que intercalan pequeños paquetes de cuarcitas grafíticas finamente bandeadas, a veces con sulfuros; también es frecuente encontrar lentejones de mármoles generalmente pequeños y rocas básicas ortoderivadas; así mismo pueden encontrarse entre estos materiales pequeñas bandas de neises cuarzo-feldespáticos y/o calcosilicatados similares a los que serán descritos en el siguiente apartado.

Al microscopio son rocas con texturas neísicas, formados por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita junto a cordierita (en ocasiones muy abundante) y sillimanita. Los nieses calcosilicatados, que a veces aparecen como bandas diferenciadas incluso a tamaño de lámina delgada, con mayor tamaño de grano, tiene piroxeno y presentan en ocasiones texturas poligonales.

Estos materiales aparecen migmatizados, en las proximidades de unos cuerpos graníticos que serán descritos a continuación; el estudio petrológico de estos materiales revela la existencia de diferenciados granudos de composición granítica (anatócticos) entre otros de granos más fino y aspecto neáfico, ricos en biotita.

La edad de estos materiales no ha podido ser determinada, por lo que su atribución estratigráfica es incierta. BARD (1969) les atribuye una edad Cámbrica. APALATEGUI, O. et al (1984) consideran que son precámbrios y posiblemente correlacionables con la Serie Negra.

1.1.e.2.b. Ortonéis Charnockítico

Siempre en relación con los nieses de Fuente del Oro, aparece un cuerpo granodiarítico subconcordante y parautóctono, de origen anatóctico, que localmente presenta facies charnockítica

Afloran en una banda continua que se dispone al Sur de los Neises de Fuente del Oro, entre estos y las anfibolitas de Acebuches.

En el campo aparece como una roca granítica de grano fino a medio, orientada, de color gris, muy rica en biotita, y con frecuentes xenolitos bióticos y otros de cuarcitas negras bandeadas; en el borde meridional del afloramiento, se localiza un lentejón de mármoles en el ortonéis de unos 300 m. de corrida y unos 60-70 m. de espesor, que interpretamos como una restita similar a las descritas en las Hojas de Aracena y Aroche.

Los afloramientos coinciden con zonas deprimidas del terreno, la roca suele estar muy alterada, y cuando aparece fresca suele presentar disyunción en bolos.

Al microscopio son rocas con textura granular, neística, compuestas por cuarzo feldespato potásico, plagioclasa, biotita, cordierita, granate, sillimanita, etc.

En algunas muestras se reconocen procesos miloníticos que producen un alargamiento del cuarzo y una trituración de los bordes de las micas y fragmentación y rotulación de las plagioclásas. (Muestra A1-9144).

1.1.e.2.c Neises de Almonaster

Por encima de los materiales anteriormente descritos, se localiza otra sucesión neística compuesta por nieses cuarzofeldespáticos en ocasiones bióticos, nieses de silicatos cárnicos, mármoles y algunas intercalaciones esporádicas de ortoanfibolitas, que constituyen lo que BARD (1969) llamó "Neises de Almonaster".

Dentro de la Hoja en cuestión, estos materiales afloran en una banda que atraviesa el borde suroeste de la Hoja, desde Jabugillo hasta la proximidades de Zufre; al Sur afloran en contacto normal los neises de Fuente del Oro, al Norte el contacto es mecánico con distintos materiales de la Cuña de Fuenteheridos-La Umbría

La sucesión la componen, como ya hemos indicado, una serie de materiales neísicos junto a niveles de mármoles en bancos de espesor variable, en los que se observan aportes volcánicos.

La sucesión neísica, disminuye de metamorfismo hacia el Este, y las muestras tomadas al Norte de Higuera de la Sierra, y en las proximidades del Cerro de Valdemaría, aparecen menos evolucionadas.

La variedad más común dentro de esta sucesión son los neises cuarzofeldespáticos y biotíticos. Se trata de rocas de color crema y tonalidades variables de grano fino a medio y en ocasiones bandeadas.

Al microscopio presentan texturas granoblásticas y/o granolepidoblásticas y están formados por cuarzo, feldespato, plagioclasa, biotita (esta última muy abundante en la variedad bitítica) moscovita, etc. La sillimanita y cordierita son los minerales metamórficos más significativos.

Los neises cuarzofeldespáticos y en menor proporción los biotíticos, muestran rasgos, que inducen a pensar que proceden de antiguas rocas volcanoclásticas; la proporción de feldespato potásico y turmalina, así como la abundancia de opacos diseminados así lo indican.

En el borde oriental del afloramiento, donde el metamorfismo es menor, se conservan en algunas muestras (A1-9123) resto de las texturas porfídicas originales.

Otro litotipo muy común en esta formación, son los neises de silicatos cárnicos, que aparecen como intercalaciones de espesor variable (desde millimétrica a decamétrica) en los neises anteriormente descritos, o en el contacto entre los neises y los mármoles. Son rocas muy parecidas a los neises cuarzofeldespáticos, que contienen piroxeno, anfíbol y epidota; el piroxeno es metamórfico y suele ser diópsido, que posteriormente se transforma a anfíbol y epidota.

Los neises de silicatos cárnicos, parecen que proceden de antiguos sedimentos cuarzofeldespáticos o cuarzo-pelíticos con carbonatos.

Los mármoles que afloran en bancos discontinuos, cuyo espesor es muy variable, son rocas de grano fino o medio, de color claro, en ocasiones grises y bandeados.

Al microscopio presentan texturas granoblásticas y están formados por calcita, dolomita, flogopita, espinela y minerales de silicatos cárnicos que según el metamorfismo varían desde olivino (forsterita) y piroxeno (diópsido) a anfíbol.

Las anfibolitas son rocas masivas de color verde oscuro, orientadas, de tamaño de grano variable (fino o medio) y en ocasiones bandeadas.

Afloran en distintas posiciones dentro de esta formación, en bandas de escasa potencia y continuidad; los mayores afloramientos se reconocen en la Sierra de Mari-Mateo. Es importante no confundir estas rocas con los neises de silicatos cálcicos que, si bien pueden tener una mineralogía muy parecida, tienen un origen distinto que queda reflejado en el aspecto textural de la roca.

Al microscopio son rocas con texturas granonematoblásticas, compuestas por piroxeno (diopsido), anfíbol (hornblenda), plagioclasa, y en menor proporción, cuarzo, biotita, etc.

Estas rocas se supone que proceden de rocas ígneas básicas, que por sus relaciones con los demás materiales parecen derivar de antiguas coladas.

En conjunto todos los neises de Almonaster denotan una clara influencia volcánica, y en origen debería tratarse de una sucesión volcanosedimentaria bimodal, y posiblemente submarina, en la que además de los aportes volcánicos se producía una amplia precipitación de carbonatos.

La potencia de estos materiales es difícil de estimar, ya que la estructura es poco conocida; por la superficie de afloramiento es posible que esta sucesión neísica alcance los 1000 m de espesor.

Las rocas ígneas de esta sucesión volcanosedimentaria, han sido caracterizadas químicamente en el curso del presente trabajo, y son rocas de tendencia calcoalcalina potásica, químicamente muy parecidas a las de la serie volcanosedimentaria de la Cuña de Fuenteheridos-La Umbría.

No existe, por el momento, ninguna datación en rocas de esta sucesión, por lo que su atribución estratigráfica es incierta. Al haber sido estos materiales correlacionados con las series volcano-sedimentarias de la Cuña de Fuenteheridos-La Umbría (BARD, 1969, APALATEGUI et al 1984) habría que asignarle una edad Precámbrico superior.

1.2. ZONA SURPORTUGUESA (Z.S.P.)

1.2.a. Unidad del Pulo do Lobo

Se engloban aquí, a un conjunto de rocas orto y paraderivadas que afloran en el borde meridional de la Hoja.

La secuencia estratigráfica consta de una parte basal orderivada (Anfibolitas de Acebuches, de BARD, 1969), a la que se le superponen un conjunto de formaciones detríticas que se adscriben a la Unidad del Pulo do Lobo.

1.2.a.1. *Ortoanfibolitas de Acebuches*

El muro de la Unidad del Pulo do Lobo, lo constituyen rocas ortoderivadas, consistentes en un conjunto de anfibolitas (*Anfibolitas de Acebuches*) cuyo tamaño de grano, y grado de evolución metamórfica son mayores hacia el muro. En cartografía se ha diferenciado un tramo inferior de grano grueso, al que se le superpone otro de grano más fino.

Las Anfibolitas de Acebuches, han sido habitualmente incluidas en el Macizo de Aracena, con el que guardan estrecha relación desde el punto de vista del metamorfismo (BARD, 1969).

En base a datos cartográficos y estructurales APALATEGUI et al (1984), independizan las anfibolitas de Acebuches del macizo de Aracena, y las sitúan a la base de los materiales de la Unidad del Pulo do Lobo, este criterio ha sido mantenido posteriormente por FLORIDO y QUESADA (1984), MUNHA et al, (1986), y APALATEGUI y QUESADA (1987), y cuestionado por ABALOS, B. (1987) y CRESPO-BLANC, A. (1987) que agrupan estos materiales junto a los de la Cuña de Cortegana-Aquafría, en base a criterios metamórficos y microestructurales.

Químicamente las Anfibolitas de Acebuches son en origen rocas basálticas pobres en potasio, muy próximas a las toleitas abisales (BARD, 1977).

Existe una bibliografía amplia, sobre las anfibolitas de Acebuches y su significado geotectónico. BARD, en el trabajo antes mencionado, propone que estas rocas se relacionan con un proceso de oceanización de edad Ordovícico muy rápidamente abortado, esta misma idea es defendida posteriormente por SIMANCAS et al (1982); APALATEGUI et al (1984) sugieren que se trata de un fragmento de corteza oceánica ligado a una unidad independiente del Macizo de Aracena; serían restos de una cuenca de atrás de arco isla. MUNHA et al (1986) lo interpretan como un secuencia ofiolítica cuya base serpentínica se reconoce en Portugal, que habría sido obducida hacia el Norte, en el Dovónico medio como consecuencia de un proceso de colisión oblícua.

Respecto a la edad, estos materiales han sido atribuidos al Infracámbrico por GUTIERREZ ELORZA, M. (1970), que llama la atención sobre el hecho de que no estén representadas en otros puntos. BARD (1969) los sitúa en la parte alta de un serie volcanosedimentaria, de edad Cámbrico-Ordovícico medio, y las correlaciona con las metabasitas del complejo volcanosedimentario de Aracena y con las rocas verdes de la región de Moura (Portugal); APALATEGUI, et al, las sitúan, como ya hemos indicado en la base de los materiales del Grupo Pulo do Lobo y le asignan una edad Silúrico-Devónico, edad esta que mantenemos en el actual trabajo.

1.2.a.1.a. *Anfibolitas de grano grueso*

Al sur del Macizo de Aracena, y ceñidas siempre al límite actual de dicho Macizo, afloran, unas rocas anfibóticas de grano grueso cuyo tamaño de grano disminuye progresi-

vamente hacia el Sur.

El afloramiento es casi rectilíneo, y sólo se ve trastocado por el juego de las fallas de desgarre tardihercínicas, que cortan al contacto entre estos materiales y los del Macizo de Aracena.

En afloramiento son rocas compactas de grano medio a grueso, bandeadas, con lechos más oscuros ricos en melanocratos y otros más plagioclásicos de color claro.

Al microscopio son rocas con texturas granonematoblásticas, en ocasiones bandeadas, compuestas por plagioclasa, piroxeno (diópsido), anfíbol (horblenda marrón, o verde marrón), epidota, esfena, etc. En la Hoja de Aracena y Aroche, se han encontrado rocas con ortopiroxeno y con texturas granoblásticas poligonales (granulitas), que no hemos localizado en esta Hoja.

El tamaño de grano de estas rocas, es congruente siempre con el grado de metamorfismo alcanzado, por lo que parece un carácter adquirido; sin embargo no hay que descartar la posibilidad de que en parte sea heredado, ya que las anfibolitas de grano grueso, podrían representar la capa de gabros que se sitúa a muro de las rocas basálticas en una lámina ofiolítica (FLORIDO y QUESADA, 1984).

1.2.a.1.b. Anfibolitas de grano fino

En tránsito gradual sobre los anteriores materiales, aparecen unas rocas anfibólicas de grano fino que se disponen en una banda continua en el borde suroeste de la Hoja.

A escala regional estos materiales se ven recubiertos hacia el Sur por una serie detrítica no datada, a la cual pasan gradualmente; en el área de trabajo el contacto sur está parcialmente mecanizado; desde Higuera de la Sierra hacia el E el contacto es normal con una sucesión de esquistitos, cuarzo-esquistos y cuarcitas.

En el campo son rocas oscuras compactas de coloración verdosa, muy homogéneas, de grano fino, en ocasiones con porfiroblastos de plagioclasa.

Al microscopio presentan texturas nematoblásticas y/o granonematoblásticas, localmente se reconocen texturas miloníticas (Muestra A1-9100) y están compuestas por plagioclasa, anfíbol monoclinico, epidota, cuarzo, etc.

El anfíbol del tipo hornblenda muestra distinto color según el metamorfismo, pasando de tonalidades verdosas a otras azuladas muy claras o a anfíboles de la serie tremolita-actinolita en las zonas de menor metamorfismo (BARD, 1969).

1.2.a.2. Grupos de Pulo do Lobo y Ferreira-Ficalho

Comprenden tres formaciones, definidas en Portugal por CARVALHO et al (1976) que de más antigua a más moderna son: Formación Pulo do Lobo, Formación Ribeira de Limas y Formación Santa Iria.

En la Hoja de Santa Olalla es difícil establecer con precisión estas formaciones, habiéndose distinguido dos tipos de materiales: en la base esquistos con intercalaciones de cuarcitas, a veces en niveles más importantes (cuarcitas de la Sierra de la Giralda), y a techo, pizarras con grauvacas (a veces con tufitas y limolitas). Los esquistos y cuarcitas pueden corresponder a las dos formaciones inferiores ("Pulo do Lobo" y "Ribeira de Limas"), mientras que las pizarras y grauvacas deben equivaler a la formación "Santa Iria", y/o a las formaciones "Ribeira de Limas" y "Santa Iria". Nosotros nos inclinamos por esta última posibilidad, con una Formación "Ribera de Limas" poco diferenciada en esta hoja, por lo que no se puede separar, agrupándose indistintamente con las formaciones inferior y/o superior; recuérdese que las rocas más típicas de aquella formación son tufitas y "cuarzovacas", presentes, aunque en escasa proporción, en los dos tipos de materiales distinguidos.

No se han encontrado fósiles que permitan datar estos materiales; sin embargo, la Formación "Ribeira de Limas", se correlaciona con el volcán sedimentario de la faja Pirítica (CARVALHO et al 1976), cuya base es el Devónico Superior y techo el Viseense del Culm, que dichos autores correlacionan con la Formación "Santa Iria". La edad, de los materiales en cuestión comprendería, por tanto el Devónico Superior o más antiguo, hasta el Carbonífero Inferior (Viseense).

La presencia de cantos con una esquistosidad previa en las grauvacas de la Formación "Santa Iria" supondría para algunos autores la existencia de una discordancia en la base de esta formación (QUESADA, C. 1987), que la considera de edad Devónico Superior por hallazgos recientes de esporas (com. pers. de OLIVEIRA), incluyendo en ella las cuarcitas de Sierra Giralda. Esto implicaría que los materiales representados en esta hoja serían de la misma Formación "Santa Iria", en discordancia sobre las Anfibolitas de Acebuches. Sin embargo la existencia de esos cantos con una S previa puede explicarse por efecto de la polaridad tectónica, mientras que los contactos observados entre las tres formaciones son graduales (CARVALHO et al, 1976; APALATEGUI et al, 1984), si bien parece existir una disminución de la intensidad de la deformación hacia las formaciones superiores.

1.2.a.2.a. Esquistos con intercalaciones de cuarcitas

Es una serie detrítica formada por esquistos (filitas), con intercalaciones de cuarcitas impuras (cuarzoesquistos) a ortocuarcitas, que superan varios cientos de metros de potencia.

Aunque generalmente los contactos con los materiales inferiores están fallados, al S y NE de Zufre reposan directamente sobre las anfibolitas de Acebuches de grano fino, en lo que parece un tránsito gradual a filitas gris-verdosas en la base, que progresivamente se hacen gris-oscuras y comienzan a tener nivelillos y lentejones de cuarcitas impuras. Las ortocuarcitas, de tonos claros, se presentan en uno o varios paquetes de varios metros, alternando con esquistos o filitas.

Las cuarcitas cartografiadas en la Sierra de Santa Ana (E. de Zufre) son más oscuras que las anteriores, en bancos decimétricos a métricos, con frecuentes intercalaciones de filitas, y por lo general son bastante feldespáticas.

Petrológicamente, se pueden distinguir esquistos, o filitas, cuarzofilitas y cuarcitas.

Las filitas presentan frecuentes amigdalas de cuarzo, y tienen como minerales principales moscovita, sericita y cuarzo; como accesorios minerales de arcilla y óxidos de hierro; la textura es lepidoblástica, y suelen presentar dos o tres esquistosidades: una primera correspondiente a "slaty cleavage" y una o dos posteriores de crenulación.

Las cuarzofilitas están formadas principalmente por cuarzo con algunos cristalillos de plagioclasas, y sericita en la matriz. La textura es granolepidoblástica, con la esquistosidad más grosera que en el caso anterior, marcada por algunos minerales micáceos y menas metálicas. Algunas muestras parecen proceder de tobas ácidas o epiclástitas, que deben corresponder a la Formación "Ribeira de Limas".

Las cuarcitas blanquecinas que afloran en el contacto con los materiales metamórficos del Macizo de Aracena, corresponden a las denominadas "Cuarcitas de la Sierra de la Giralda", están formadas casi exclusivamente por cuarzo, con algunas micas blancas en intersticios, menas metálicas, apatito, turmalina y epidota entre los accesorios. La textura es granoblástica equigranular.

Las cuarcitas de la Sierra de Santa Ana, además de cuarzo presentan abundante sericita, con menas metálicas y biotita en menor proporción, con cierta textura bandeada según el predominio de cuarzo y sericita, pudiendo clasificarse a veces como cuarzofilitas.

1.2.a.2.b. Pizarras y grauvacas

Afloran en casi todo el borde Sur de la Hoja; en la esquina occidental en contacto mecánico con Anfibolitas de Acebuches, y hacia el E en contacto gradual sobre filitas y cuarcitas.

Generalmente predominan las pizarras, gris oscuras, a veces con tonos ligeramente verdosos. Al microscopio están formadas por sericita y cuarzo de grano muy fino con algunas menas metálicas secundarias concentradas en superficies de esquistosidad; presentan tres esquistosidades, una primera ("slaty cleavage") con formación y orientación de minerales planares y dos posteriores de crenulación.

Las grauvacas son generalmente de grano fino, a veces limolitas, en finos niveles centimétricos a decimétricos. Están compuestas de granos angulosos a subredondeados de cuarzo, plagioclasas y fragmentos de rocas (ígneas, pizarras, etc.) en una matriz cuarzo-serícita; como accesorios presentan circon, rutilo, etc. Algunas grauvacas más gruesas se presentan en forma lentejonar, conservando restos de biotita y algunos granillos de epidota y feldespato potásico.

2. TECTONICA

El área objeto de estudio pertenece casi en su totalidad a la Zona Ossa Morena (Z.O.M.), donde se reconoce a escala regional una orogenia finiprecámbrica (Cadmienense) y otra de edad finipaleozoica (Hercínica).

La estructura actual más patente, es la de un área compartimentada en bloques durante el Hercínico debido al juego de grandes fracturas frágiles longitudinales y subverticales; dentro de estos bloques se reconocen accidentes dúctiles hercínicos precoces (mantos, cabalgamientos, ..., etc.) que podrían ser simultáneos o posteriores a una etapa de pliegues tumbados visibles en determinadas unidades, y que producen el acercamiento de áreas cuya disposición original era muy distinta.

En las unidades donde aparecen series precámbricas y paleozoicas, se puede estudiar la relación entre ambos materiales; en base a ello se ha podido poner de manifiesto la existencia de una orogenia finiprecámbrica a la que se asocia una S penetrativa simetromórfica y un magmatismo calcoalcalino.

La deformación hercínica es diferente en las distintas unidades reconocidas, variando la geometría del plegamiento, y posiblemente la deformación interna de los materiales implicados.

2.1. LA OROGENIA FINIPRECAMBRICA

Dentro del área de estudio, los únicos puntos donde pudieran dejarse sentir los efectos de la orogenia Cadomiense, son en el Macizo de Aracena, y en la Unidad de Arroyomolinos.

En el Macizo de Aracena, las relaciones cartográficas, no evidencian una estructuración entre los materiales que a escala regional se sitúan a uno y otro lado de la discordancia cadomiense. Los estudios petrográficos y estructurales, algunos de ellos bastante recientes (CRESPO - BLANC, A. 1987) no han permitido reconocer en esta zona una deformación o metamorfismo prehercínico que es posible haya quedado aquí obliterado como consecuencia de la intensidad de los procesos hercínicos.

En Almadén de la Plata se han reconocido recientemente 4 fases de las que la 1^a que aparece como una S interna en algunos de los fenoblastos, podría ser prehercínica (ABA-LOS et al, 1987).

En la unidad de Arroyomolinos la mala calidad de los afloramientos de la Hoja no permite poner en evidencia las relaciones tectónicas, pero dentro de la Hoja de Monasterio ha podido establecerse, de forma indudable, la existencia de, al menos, una fase precámbrica (EGUILUZ y RAMON-LLUCH, 1983; EGUILUZ et al 1983; QUESADA, 1975).

2.2. LA OROGENIA HERCINICA

A continuación se describen la deformación hercínica, en las distintas unidades diferenciadas

2.2.a. Unidad de Herrerías

Los materiales que afloran en la Unidad de Herrerías son todos de edad paleozoica y su estructuración es hercínica.

La estructura reconocida en esta unidad es un sinclinorio de dirección N - 110 - 120° E, con una S espaciada asociada, del tipo rough cleavage., muy verticalizada, y con lineaciones de intersección que pinchan de 0 a 25° tanto al este como al oeste.

Todos los datos cartográficos, mesoscópicos y microscópicos inducen a pensar que es un pliegue de primera fase poco evolucionado, con una geometría muy simple. Cabe la posibilidad de plantearse que fuera este un pliegue de segunda fase, sobre un flanco normal de una estructura previa; sin embargo los estudios petrográficos invitan a desechar esta hipótesis ya que no se ha reconocido ninguna superficie penetrativa anterior a la S asociada al pliegue.

2.2.b. Unidad de Cumbres - Hinojales

Los materiales de esta Unidad, son todos de edad paleozoica y las estructuras visibles son por tanto hercínicas. La estructuración de estos materiales es compleja y contrasta con la reconocida en la Unidad de Herrerías.

Se reconoce una primera generación de pliegues tumbados de gran amplitud con flancos invertidos muy desarrollados (próximo a 50 km. según APALATEGUI, O. 1981) cuyos ejes tenían en origen una dirección aproximada N 160° E, su vergencia es al SW y se acompaña de una S penetrativa que varía de unos materiales a otros, y que en los materiales menos competentes es un "slaty cleavage".

A escala regional, se reconoce una segunda fase de cabalgamientos asociados a los pliegues tumbados, que no han sido localizados en el área de trabajo.

Después se reconoce una segunda fase de plegamiento. Se trata de pliegues cilíndricos de amplio radio que producen sobre los anteriores interferencias del tipo 3 de RAM-SAY (cabezas buzentas y falsos anticlinales y sinclinales; anticlinal sinforme, sinclinal antiforme, etc.).

Los pliegues de segunda fase, tienen dirección aproximada N-120-130° E; sus lineaciones son próximas a la horizontal y se acompañan de una esquistosidad de crenulación espaciada, localmente penetrativa que micropliega y/o traspone a la S anterior.

Dentro de la Hoja, toda esta unidad se corresponde con una gran sinforma de fase II. El flanco septentrional, que se sitúa al Norte del flysch Terena, se sitúa sobre una serie invertida durante la fase I; el flanco meridional (al Sur del flysch Terena) se sitúa sobre una serie originalmente normal, y en él se reconoce un sinclinal menor de fase II, dibujado por las metabasitas que afloran en las proximidades de la estación de la Junta.

2.2.c. Esquists de El Cubito

La deformación que presentan estos materiales contrasta con la de su entorno, no en el número de fases sino en la intensidad de las mismas.

En estos materiales se reconoce una primera S penetrativa (slaty cleavage) en facies

esquistos verdes visibles a escala de afloramiento y al microscopio; a escala de campo y cartografía no se ha reconocido ninguna estructura imputable a esta fase.

La segunda fase reconocida es fundamentalmente dinámica y al microscopio se caracteriza por una S de crenulación que transpone y micropliega a la anterior; asociada a esta fase se observa una acusada extensión ondulante del cuarzo, e, incluso, texturas miloníticas, especialmente en el cuarzo, como granulación y recristalización del mismo, texturas malladas y acintadas, lamelas y bandas de deformación, etc. Esta fase se relaciona con una generación de pliegues de geometría isoclinal, y dirección axial N - 40° E que repliegan a unos segregados cuarzo-cloríticos, omnipresentes en los esquistos de El Cubito.

La última fase es según datos regionales de pliegues cilíndricos y amplio radio, perfectamente correlacionable con las últimas estructuras reconocidas en los materiales adyacentes.

La originalidad de los esquistos de El Cubito, es la abundancia de segregados cuarzo-cloríticos, y el gran desarrollo de los pliegues de fase II, hecho este que ha sido interpretado como la consecuencia de una etapa de cizalla que afecta estos materiales y que serviría de límite septentrional del Macizo de Aracena (APALATEGUI, O. 1984); últimamente manejamos la posibilidad de que dicha zona se corresponda con la base de la Unidad de Cumbres-Hinojales que no sólo sería alóctona sobre la Unidad Arroyomolinos y Herrerías, sino también sobre el Macizo de Aracena.

2.2.d. Unidad de Aracena

Al margen de las posibles estructuras precámblicas del Macizo de Aracena, la estructura hercínica es la siguiente:

A escala regional, se reconoce una primera generación de pliegues isoclinales tumbados a los que se asocia una superficie penetrativa de plano axial del tipo "schistosity" y con vergencia SW; en el área de estudio, no se reconoce ninguna estructura cartográfica de esta fase, que sólo se puede reconocer a escala mesoscópica y microscópica.

Se ha descrito una segunda fase normal a la anterior, y con vergencia al Oeste o Noroeste que se asocia posiblemente a una cizalla sinextrosa (APALATEGUI, O. (1984). CRESPO-BLANC, A. (1987) reconocen una fase de esta dirección pero piensa que es más tardía.

Las últimas estructuras son pliegues cilíndricos de gran amplitud, de plano axial vertical o vergentes al SW y con ejes que pinchan hacia el NW. Dentro del Macizo de Aracena, y en concreto en la Cuña de Cortegana-Aguafría, se observan unas estructuras de esta fase que en conjunto constituyen un gran criterio de flanco normal. Se han encontrado al este de Jabugillo y suponen la terminación oriental de la sierra de Mari Mateo.

Toda la Cuña de Fuenteheridos-La Umbría, se encuentra también en un flanco normal de esta fase, que es la continuación hacia el este de la gran antiforma del mismo nombre.

Ultimamente CRESPO-BLANC, A. (1987) describe dos zonas de cizalla dúctil en el Macizo de Aracena, que servirían de límite para la Cuña de Cortegana-Aguafria (el autor propone una nueva división de Macizo de Aracena, y se refiere a estos materiales como zona Jabugo-Almonaster). La más meridional se ubicaría al Sur de las anfibolitas de Acebuches, y en ella se reconoce una primera fase en la que el movimiento es perpendicular al flujo milonítico, y otra posterior que funciona como un desgarre sinextroso.

La cizalla más septentrional está peor definida y su movimiento sin establecer, aunque posiblemente se correlacione con la primera fase vista en la anterior banda de cizalla.

2.2.e. Unidad de Pulo do Lobo

Los materiales que integran esta Unidad se suponen que son todos de edad paleozoico, y su estructuración es por tanto de edad Hercínica.

A escala regional, se reconocen en estos materiales, una primera fase de deformación muy penetrativa que corresponde a un "slaty cleavage" subparalelo con la S_0 , observándose en el campo a escala de la muestra, nivelillos traspuestos y algunas charnelillas rotas en forma de ganchos, que corresponden a pliegues isoclinales muy apretados. Sin embargo, a escala cartográfica no se han detectado pliegues de esta fase, pero sí abundantes niveles con cuarzos plegados que pueden corresponder a fracturas tardías de esta fase.

La segunda fase es la que ocasiona las estructuras cartográficas con pliegues que llegan a ser del orden kilométrico. Son pliegues similares de vergencia al Sur, con tendencia a isoclinales. La esquistosidad de plano axial que desarrollan es bastante penetrativa, casi siempre la más manifiesta, aunque corresponde a una crenulación.

En ocasiones estos pliegues están algo doblados, y su esquistosidad es parcialmente traspuesta por otra tercera, también de crenulación, que tiene un desarrollo más local.

2.2.f. Fallas

El área de estudio está surcada por gran número de fallas, que son especialmente abundantes en el Macizo de Aracena.

Las fallas más importantes, son fracturas longitudinales de traza rectilínea y buzamiento elevado que, según los datos regionales, tienen un movimiento horizontal sinextroso; fallas de este tipo son, a) la de Hinojales, que pone en contacto la Unidad de Herreras con la de Cumbres-Hinojales, b) la falla que sirve de límite septentrional del flysch Terena, que aloja materiales similares a los del Macizo de Aracena; c) la falla de Navahermosa, que representa el límite Norte de las series volcanosedimentarias de Aracena, y la falla que sirve de límite entre las series neísicas del Macizo de Aracena y las Anfibolitas de Acebuches que llamaremos en adelante falla de Jabuguillo.

Está generalmente aceptado en la literatura geológica que el juego de estas fallas es fundamentalmente en la horizontal y sinextroso; sin embargo hay pruebas cartográficas

evidentes de un movimiento importante en la vertical que justificaría así el que una unidad autóctona y otra alóctona estén actualmente en contacto a favor de uno de estos accidentes. En ese sentido es importante analizar el juego de la falla de Jabuguillo que actualmente pone en contacto un bloque continental situado al Norte con otro oceánico al Sur, que sin duda ha debido subir respecto al anterior. Este tema será motivo de discusión más adelante ya que influye sobre la evolución metamórfica del borde meridional de la Z.O.M.

Otro sistema de fractura importante, son las fallas de dirección N-60-70 E, como son la Falla de Zufre, o el conjunto de fallas de esta dirección que se observa en el borde SW de la Hoja, o como aquella que limita por el Oeste el afloramiento calizo de la Sierra de la Jabata.

Estas fracturas están relacionadas con las anteriormente descritas y se interpretan como uno de los sistemas de desgarres que se formarían en una banda de cizalla limitada por las anteriores fracturas.

Por último destacar el sistema de fracturas de dirección N-160° E que funcionan como desgarres dextros y que están muy bien representados en todo el borde occidental de la Hoja; este sistema de fracturas es el conjugado del anterior y junto a él indican una dirección de acortamiento próxima a N-30° E; el hecho de que este sistema esté menos desarrollado es debido a que la deformación es de tipo rotacional ligada, como ya hemos indicado, a unas cizallas más amplias controladas por el movimiento de las grandes fallas longitudinales.

3. PETROLOGÍA

En este capítulo, se aborda el estudio de las rocas intrusivas aflorantes en la Hoja, y se hace referencia a los problemas generales sobre el metamorfismo.

3.1. ROCAS IGNEAS

Los afloramientos de rocas ígneas se sitúan en dos sectores (septentrional y meridional) independientes. En el sector septentrional afloran en la antiforma de Monasterio o en su flanco meridional. En el meridional los afloramientos se circunscriben a la unidad del Pulo do Lobo.

En el sector septentrional existen tres masas ígneas principales: el granito de Teuler que lleva asociadas manifestaciones subvolcánicas y filonianas; el granito del Castillo, cuyos afloramientos más meridionales se ubican en el borde norte de la hoja; y el Complejo Plutónico de Santa Olalla de Cala cuya zona oriental se adentra en la hoja de Almadén de la Plata. Estos cuerpos tienen caracteres petrográficos y temporales bien diferenciados por lo que se describen de forma independiente.

3.1.a. Granito de Teuler

Es un pequeño stock de algo más de 2 km², situado entre las localidades de Cala y Santa Olalla, en cuyo borde meridional se encuentra la mina de Teuler. Otros pequeños

cuerpos de composición similar y situados próximos al principal han sido considerados como asomos de este mismo cuerpo. Además una serie de microgranitos y pórfidos riодacíticos, que se encuentran en la prolongación noroccidental del granito y se integran como manifestaciones superficiales del mismo, permiten su correlación con los afloramientos de microgranitos que terminan en el pórfido de la Valera. Dado que este pórfido se asocia con las volcanitas del Cámbrico medio, es lógico atribuir a este cuerpo una edad cámbrica.

Se trata de un granito de color rosáceo o blanquecino, de grano fino que en los bordes, especialmente en las proximidades del C.P.S.O.C. puede tener un gran número de enclaves biotíticos de grano fino. Al parecer, da lugar al desarrollo de una aureola térmica, aunque la superposición de la aureola del C.P.S.O.C. hace muy problemático establecer su intensidad. Es incluso dudoso establecer si las mineralizaciones de Teuler están originadas por él o por el C.P.S.O.C. Un dato a tener en cuenta es que el granito que origina la mineralización en la mina de Cala es semejante a las tonalitas de C.P.S.O.C., lo que lleva a suponer un origen análogo para las de Teuler.

El asomo granítico del Arroyo Helechoso, sito al N de stock de Agua Blanca y encajado en las rocas de silicatos cárnicos, tiene caracteres petrográficos semejantes a las zonas centrales de Teuler, y por otra parte, muestra facies porfídicas en el borde. En consecuencia lo consideramos como otra masa, prolongación de este último y no se reiterará la descripción.

Al microscopio presenta textura granuda holocristalina de grano medio a fino. Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, mientras que moscovita, circón, apatito y opacos se encuentran en proporciones accesorias. Se encuentran además masas de micas incoloras que parecen corresponder a cristales de cordierita alterada. Son frecuentes los intercrecimientos mirmekíticos. Señalar finalmente que la plagioclasa tiene una composición oligoclasa-andesina, más cárcea en las zonas más próximas al C.P.S.O.C. lo que podría ser efecto de la intrusión de este último.

Las facies subvolcánicas muestran texturas granudas heterométricas con tendencia porfídica, con crecimientos gráficos en los bordes de algunos cristales. El cuarzo y la plagioclasa son los minerales dominantes, encontrándose esta última intensamente transformada en minerales de la arcilla. Moscovita y clorita, en disposición a menudo fibroradial, llenan de forma intersticial los huecos entre los minerales principales.

Los pórfidos riодacíticos, que se encuentran en las zonas más noroccidentales, son rocas porfídicas de color blanco. Al microscopio están constituidas por un gran número de fenocristales de cuarzo y albita (chess board), engastados en una matriz microcristalina de composición cuarzofeldespática que procede, en apariencia, de la desvitrificación de una matriz afanítica.

3.1.b. Granito del Castillo

Se encuentra en el borde NE y solo aflora el borde meridional, donde constituye una extensa llanura con contados afloramientos.

En la hoja de Monesterio, (EGUILUZ et al 1983), donde se encuentra la mayor parte del macizo, se han diferenciado 4 facies con distintos grado de tectonización (neises bandeados, granito orientado, granito deformado, granito indeformado) y una facies de borde. Un estudio detallado se encuentra en EGUILUZ Y GARROTE (1983). En el área reconocida solo se encuentran las dos facies menos deformados y la facies de borde.

La roca indeformada es un granito de color rosa asalmonado con una textura holocristalina hipidiomorfa, aunque los distintos niveles muestran una cierta tendencia a agruparse en masas monominerálicas de mayor tamaño, lo que le confiere a la roca una fábrica mediocre. Las principales evidencias de deformación son la extinción ondulante del cuarzo y la presencia de microfracturas que afectan a más de un mineral.

Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico (microclina y ortosa pertíctica), plagioclasa (oligoclasa), biotita y anfíbol (términos hastingsíticos). Como minerales accesorios están allanita, opacos, circón y esfena; sericitita, epidota clorita, óxidos, etc. aparecen como productos de alteración.

La fácie de granito deformado tiene composición tanto química como mineralógica y modal similar al precedente, al igual que sucede en la hoja de Monesterio. Las diferencias son de orden textural y pueden reseñarse la acusada deformación ondulante del cuarzo, acompañada de granulación, giro y fracturación de feldespatos, una microfracturación generalizada, etc.

Las facies de borde muestra un tamaño de grano algo más fino, a veces con texturas incipientemente porfídicas o xenomorfas, y mineralógicamente se acompaña por una disminución o incluso desaparición de melanocratos y por un incremento en el contenido de feldespato potásico.

En las zonas centrales aparecen algunos enclaves centimétricos de color oscuro y carácter microgranulado.

Intruye en la sucesión de Tentudía sobre la que origina una débil aureola de metamorfismo que da lugar a la recristalización de biotita en las zonas más internas.

En base a consideraciones regionales, su semejanza con el pórfito de la Valera y los ortoneises alcalinos del Corredor Badajoz-Córdoba, su carácter alcalino y una acusada anomalía en Zr, puede admitirse que es una roca alcalina originada en el ciclo distensivo del Paleozoico inferior (Cámbrico medio-Ordovícico inferior).

3.1.c. Complejo plutónico de Santa Olalla de Cala

Es un stock semicircular que aflora entre Santa Olalla de Cala y el borde oriental de la hoja, prolongándose en la vecina hoja de Almadén de la Plata. Intruye principalmente en las rocas del complejo volcánico de Bodonal-Cala, sobre el que produce una intensa aureola de metamorfismo y numerosos procesos de skarnificación. Por el sur está cortado por un accidente de desgarre sinextroso (la falla de Zufre). Morfológicamente es una gran depresión, localmente con canchales, jalonada por relieves, producidos por el en-

cajante metamórfico, y salpicada de pequeños cerros, de composición semejante y que corresponden a "roof pendants" de dimensiones variadas.

Existen diversos estudios sobre este cuerpo. De ellos se pueden señalar el de VAZQUEZ GUZMAN (1976), VELASCO (1976) y CASQUET (1980), este último, sin duda, es el de más calidad y el que aporta más información, pese a estar centrado, al igual que el de Velasco en el estudio de los procesos de skarn.

En afloramiento es una roca granuda de color grisáceo rica en biotita y anfíbol. A menudo presenta una foliación magmática bien desarrollada, marcada por los melanocratos y por alargamiento de los numerosos enclaves microgranudos que presenta.

Se han diferenciado dos facies; la más abundante de composición intermedia (cuarzodioritas y tonalitas) y otra de composición diorítica, que está restringida a las proximidades del Cortijo de Agua Blanca, (stock de Aguablanca de CASQUET, 1980) y a afloramientos de reducidas dimensiones en el interior de la masa principal. Además, en el borde se han diferenciado unas rocas problemáticas que fueron denominadas por CASQUET (1980) dioritoides.

Químicamente son rocas de afinidad calcoalcalina, relacionadas con la orogenia hercínica.

Tonalitas y cuarzodioritas.

Son rocas granudas de grano medio grueso en las que a simple vista se reconocen biotitas y anfíboles que, como se ha indicado, marcan una fluidalidad magmática.

Al microscopio tienen textura granular hipidiomorfa y están compuestas por plagioclásas, biotita, hornblenda verde y cuarzo como minerales principales. Como accesorios se encuentran restos de piroxeno incluidos en anfíbol, feldespato potásico, circón, esfena, apatito, minerales opacos, rutilo, moscovita, y además pueden aparecer como productos de alteración de diversas fases, sericitas, epidota, clorita, carbonato, etc.

La plagioclasa (andesina, que en bordes puede llegar a oligoclasa cálcica), es la primera fase en cristalizar y muestra formas idiomorfas, macras polisintéticas y en general aparecen zonadas. Además se observan figuras de sinneusis.

El anfíbol y la biotita muestran a menudo relaciones complejas. En general el primero se transforma en biotita. Más evidente es la transformación del piroxeno, cuando existe, en anfíbol.

El orden de cristalización es:

Clinopiroxeno - plagioclasa - hornblenda - biotita - cuarzo - feldespato potásico.

Como hemos señalado se encuentran enclaves microgranudos que tienen una foliación interna que, al igual que el enclave en conjunto, es paralela a la foliación general. Muestran una textura granuda de grano fino y su mineralogía es semejante al encajan-

te, aunque son mucho más ricos en melanocratos (biotita y anfíbol) mostrando composiciones cuarzodioríticas.

Por último, en el contacto con las rocas volcánicas encajantes pueden aparecer facies aplíticas de colores claros. Están compuestas por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa con una textura granular xenomórfica de grano fino. Parecen debidos a fenómenos de contaminación, aunque también se puede pensar en procesos de metamorfismo de grado alto inducidos sobre el encajante cuarzofeldespático. Estos aspectos serán tratados en el apartado de metamorfismo de contacto.

Dioritas

En afloramiento es una roca gris azulada y de una gran dureza, aunque están bastante cubiertas. Presentan textura granular de grano medio que en comparación con las tonalitas tienen proporciones más elevadas de anfíbol y biotita y con frecuencia piroxeno. En algunos casos el piroxeno es el máfico dominante siendo anfíbol y biotita mino-ritarios. En este caso se reconocen texturas tipo acumulativo.

CASQUET considera que estas rocas forman un stock básico (stock de Aguablanca) cortado por el de Santa Olalla. Sin embargo en la zona reconocida no se han encontrado evidencias claras de ello, aunque hay que indicar que los afloramientos más extensos se localizan en la Hoja de Almadén, cerca de la localidad de El Real de la Jara.

Dioritoides.

Son rocas ígneas, de color oscuro, de naturaleza problemática, que ocupan una extensa franja entre los dioritoides de Aguablanca y el encajante carbonatado y afloramientos puntuales en otros lugares, siempre en el contacto entre calizas y rocas ígneas. Fueron descritas por primera vez por CASQUET, (1980) de quien extractamos, en parte, la descripción que sigue.

El nombre procede de su aspecto diorítico y por ser petrográficamente dioritas y gabbros anfibólicos o piroxénicos. Solo se encuentran en el contacto con el encajante. Son rocas granulares homogéneas que hacia los bordes se hacen heterogéneas, llegando a desarrollar estructuras brechoides.

Al microscopio es una roca granular con textura intersertal o ofítica. Los minerales principales son plagioclasa, anfíbol, piroxeno y esfena, con apacos, sericitita, epidota, clorita, etc. como accesorios.

Para finalizar pueden indicarse que son las únicas rocas ígneas sobre las que se desarrollan fenómenos de skarnización, endoskarn de clinopiroxeno + escapolita (CASQUET, 1980).

En el sector meridional solo aparecen pequeños afloramientos de rocas ígneas intrusivas en el Pulo do Lobo y que alcanzan su mejor expresión en las hojas de Castilblanco y Castillo de las Guardas.

3.1.d. Rocas ígneas del Pulo do Lobo

Granitos y granodioritas

Son las rocas intrusivas más abundantes en los bordes SE y SO de la Hoja.

Tienen una disposición alargada, más o menos parelela a las estructuras regionales, sin llegar a producir aureola de metamorfismo de contacto, pero con cierta tectonización en el contacto con las rocas encajantes, lo que indicaría que intruyeron a baja temperatura, algo consolidadas. De cualquier modo en algunos puntos aparece una etapa de blastesis de moscovitas desorientadas condicionada por la intrusión.

Estas rocas han sido clasificadas al microscopio como granitos, granodioritas y tonalitas. Están formadas por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y biotita, clorita, hornblenda verde y/o sericita, según las muestras, como minerales principales. Entre los accesorios hay círcón, apatito, esfena y menas metálicas. Las texturas suelen ser holocrystalinas hidromorfas.

En varios puntos, sobre todo en el contacto entre el Macizo de Aracena y la Unidad del "Pulo do Lobo" al O y NE de Zufre, existe una variedad granofídica de estos granitos, con intercrecimientos de cuarzo y feldespato potásico (textura gráfica); en algunos casos es pertítica (pertita en venas).

La edad de estas intrusiones sería Westfaliense D (Simancas, F., 1984).

Químicamente son rocas calcoalcalinas, con un cierto carácter alumínico (SIMANCAS, 1983); este mismo autor indica un carácter S (metasedimentario) para estos granitos en base a datos mineralógicos-químicos.

Granitos granofídicos y pórfitos riolíticos

Afloran en diques y masas irregulares en las esquinas SO del plano, siempre relacionados con los granitos y granodioritas anteriores, debiendo corresponder a diferencias subvolcánicas del mismo magmatismo.

Al microscopio son clasificados como pórfitos dacíticos o riolíticos, estando compuestos por cuarzo y plagioclasa como minerales principales, acompañados a veces con feldespato potásico y biotita-clorita; entre los accesorios destacan opacos, esfena, círcón, sericita. La textura es porfídica con una matriz microlítica de plagioclasa y feldespato intersticial. Presentan abundantes fracturillas con cuarzo y las plagioclasa bastante alteradas a sericita.

La edad de estas intrusiones se supone igual que la de los granitos y granodioritas (Westfaliense), si bien pueden corresponder a un estadio algo posterior.

Rocas filonianas

Se han encontrado tres tipos principales de rocas filonianas; riolitas, rocas básicas, y

cuarzo, que parecen tener un carácter tardío, si bien algunos de los diques paralelos a las estructuras podrían ser antiguos.

Riolitas.- Se encuentran principalmente en el sector septentrional en relación con el granito del Castillo y, en menor medida, en el stock de Santa Olalla. Son rocas de color blanco, a menudo con fenocristales milimétricos, en una matriz de grano fino, microcristalina o vítreo. Al microscopio están compuestas mayoritariamente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita; la matriz es de composición cuarzofeldespática y tiene proporciones variables de minerales micáceos.

Rocas básicas.- Se trata de diques o pequeñas masas irregulares de diabasa que intruyen en distintos lugares de la hoja, principalmente en la sucesión Tentudía, en los materiales carbonatados, o en relación a fracturas como la Falla de Zufre, Falla de Herreñas, o fallas transversales al macizo de Aracena. Además se encuentran algunas pequeñas masas de composición intermedia, en relación con el complejo de Santa Olalla, y que no han sido diferenciadas en cartografía.

Las diabasas son rocas con texturas ofíticas o porfídicas constituidas mayoritariamente por plagioclasa, piroxeno y anfíbol, que están más o menos transformados en anfíbol uralítico, clorita, epidota, sericita, óxidos, carbonatos, etc. Además como accesorios aparecen minerales opacos, apatito, círcón, esfena, etc. Algunas de estas rocas, especialmente parte de las asociadas al Cámbrico, se disponen paralelas a las estructuras y, en las proximidades de los plutones, están epidioritzadas, y podría suponerse que corresponden a episodios volcánicos de edad paleozoico inferior. El resto de intrusiones son tardihercénicas y en el sector meridional pueden pensarse en una edad Estefaniense inferior-medio.

Por último, en las proximidades de la Rivera de Cala se han encontrado masas decamétricas y diques métricos llenos por cuarzo hidrotermal de los que solo se han representado en cartografía los de mayor tamaño.

3.2. METAMORFISMO

Las rocas que afloran en el área de estudio, han sufrido una serie de transformaciones metamórficas, unas de tipo regional y otras más localizadas, de tipo térmico, ligadas a la intrusión de determinados cuerpos ígneos.

3.2.1. Metamorfismo regional

En general los materiales reconocidos muestran evidencias de haber sufrido un metamorfismo regional cuyas asociaciones son típicas de grado bajo o muy bajo. Sin embargo en el núcleo de Aracena se ha encontrado una sucesión de zonas de metamorfismo progresivo que alcanza el grado más alto. Se describen a continuación, de forma breve, la peculiaridad observada en cada una de las unidades.

3.2.1.a. Unidad de Arroyomolinos

Toda la unidad muestra un metamorfismo de grado bajo muy bajo, si bien parece

existir una ligera diferencia entre las rocas de la sucesión Tentudía y el resto. En las primeras se aprecia un metamorfismo sincinemático que origina la recristalización de clorita (localmente biotita verdosa) y sericita de forma generalizada. Por el contrario, tanto en el complejo volcánico de Bodonal como en los materiales paleozoicos discordantes, únicamente llega a recristalizar la mica incolora.

Las rocas básicas tienen igualmente asociaciones de grado bajo que conducen a la transformación de los máficos en anfíbol urálico y clorita. Las asociaciones reconocidas son:

cuarzo - clorita -mica incolora
cuarzo - mica incolora
y
albita - clorita - epidota ± actinolita
albita - clorita- epidota ± sericita

3.2.1.b. Unidad de Herrerías

En la Unidad de Herrerías, los materiales muestran transformaciones metamórficas que oscilan desde el anquimetamorfismo al grado muy bajo, siendo las paragénesis más representativas las siguientes:

En materiales pelíticos o pélticos-arenosos:

cuarzo - moscovita - clorita
cuarzo - moscovita - clorita- sericita

En rocas básicas:

albita - clorita - sericita
albita - clorita - epidota

3.2.1.c. Unidad de Cumbres

Las paragénesis reconocidas en esta unidad son:

a) En rocas pelíticas: cuarzo-clorita-moscovita-sericita

cuarzo-clorita-moscovita
cuarzo-moscovita-clorita-biotita

b) En rocas básicas (metabasitas de la Ribera de Huelva en Barrancos):

Plagioclasa-epidota-clorita-biotita
Plagioclasa-epidota-clorita
Plagioclasa-epidota-clorita-actinolita

En la banda de cizalla antes aludida se reconocen las siguientes paragénesis (son todas rocas pelíticas): cuarzo-moscovita-biotita-andalucita.

También aparece clorita, pero parece estar asociada a un retrometamorfismo relacionado con la segunda fase.

3.2.1.d. Esquistos de El Cubito.

Estos materiales sufren un primer proceso de metamorfismo regional en condiciones de bajo grado que se caracteriza por las siguientes paragénesis:

en rocas pelíticas: cuarzo - moscovita - clorita
 cuarzo - moscovita - biotita

en rocas básicas: plagioclasa - epidota - clorita
 plagioclasa - actinolita - epidota - clorita
 plagioclasa - clorita - biotita - epidota - actinolita

Aparte de estas transformaciones, relacionadas con una primera fase regional, se observan otras asociadas a un proceso dinámico específico de estos materiales que ha sido descrito en el capítulo de tectónica.

3.2.1.e. Unidad del Macizo de Aracena.

Las transformaciones metamórficas en los materiales de esta unidad, son propias de un metamorfismo regional progresivo que alcanza el grado alto e incluso la formación de granulitas (grado muy alto).

En la Cuña de Fuenteheridos-La Umbría el metamorfismo varía desde el grado bajo al medio y/o alto, aumentando a medida que se desciende en la serie.

En rocas cuarzofeldespáticas y cuarzofilíticas (metacineritas) de la formación vulcano-sedimentaria, se han recogido las paragénesis:

cuarzo - biotita - clorita
cuarzo - clorita
cuarzo - clorita - moscovita - biotita
cuarzo - sericita - moscovita - biotita
cuarzo - moscovita - biotita - epidota

En rocas básicas de esa misma formación se han reconocido las paragénesis:

plagioclasa - actinolita - clorita - biotita - epidota
plagioclasa - clorita - epidota.

En esquistos y metagrauvacas de la F. de la Umbría:

cuarzo - clorita - biotita
cuarzo - biotita - moscovita
cuarzo - biotita - moscovita - granate - cordierita
cuarzo - biotita - moscovita - granate - sillimanita - cordierita.

En metabasitas: plagioclasa - tremolita - clorita - biotita - epidota

Como se puede observar, casi todas las paragénesis reconocidas en la Cuña de Fuenteheridos - La Umbria son de bajo grado, salvo dos de la formación de la Umbria, que corresponden al grado medio y al inicio del alto respectivamente; estas dos muestras corresponden a los términos más bajos reconocidos en esta formación.

En la Cuña de Cortegana - Aguafría las paragénesis reconocidas son:

En neises cuarzobiotíticos:

cuarzo - biotita

cuarzo - moscovita - biotita

cuarzo - biotita - cordierita - sillimanita

cuarzo - moscovita - biotita - fto. potásico - sillimanita - andalucita - cordierita

En neises calcomagnesianos:

cuarzo - plagioclasas - piroxeno (diópsido) - anfíbol

En rocas carbonatadas:

calcita - piroxeno (diópsido) - anfíbol - horblenda

calcita - dolomita - forsterita - diópsido - horblenda

calcita - piroxeno - granate.

En neises de Fuente del Oro y ortoneis charnockítico:

cuarzo - biotita - feldespato potásico - cordierita - sillimanita

cuarzo - biotita - granate - feldespato - potásico - sillimanita.

cuarzo - feldespato potásico - biotita - granate - andalucita - sillimanita

En conjunto toda la Cuña de Cortegana - Aguafría, presenta condiciones de metamorfismo de alto grado, llegándose a la fusión de los nieses de Fuente del Oro; el ortoneis charnockítico presenta texturas y paragénesis propias de facies granulíticas (cordierita creciendo sobre biotita en cuyo interior se conserva sillimanita).

Este metamorfismo puede resumirse en la sucesión de un conjunto de zonas programadas que fueron establecidas por BARD (1969) en Aracena y son:

clorita (- moscovita)

cloritoide - andalucita - clorita

clorita - biotita (- moscovita)

biotita - cordierita - almandino (- moscovita)

biotita - cordierita - almandino (ortosa)

No obstante tal vez sea posible simplificar un tanto esta sucesión que quedaría como sigue:

Clorita - biotita - granate - andalucita - cordierita - sillimanita - moscovita (sin cordierita) - sillimanita - feldespato potásico - cordierita - feldespato potásico.

La última de estas asociaciones sería de grado muy alto (granulitas de baja presión) y origina una segunda generación de cordierita, ausente en las dos zonas previas, como respuesta a una reacción, de tipo: biotita + sillimanita + cuarzo = cordierita + feldespato potásico + agua. O bien, biotita + sillimanita + cuarzo = biotita 2 + cordierita + feldespato potásico + agua recogidas por BARD (1969) y BLUMEL y SCHREYER (1976) y que se traduce petrográficamente en la presencia, ya mencionada, de blastos de cordierita en cuyo núcleo se conserva fibrolita.

Por otra parte la coexistencia de granate y cordierita apunta hacia la reacción:

biotita + silimanita + cuarzo = ortosa + granate + agua (BARD, 1969).

Con todo ello se puede estimar un gradiente de 55 - 65°C/Km.

3.2.1.f. Unidad del Pulo do Lobo.

En la Unidad del Pulo do Lobo todos los materiales reconocidos muestran transformaciones metamórficas en condiciones de bajo grado, salvo las anfibolitas de Acebuches que alcanzan el grado alto (en Aracena y Aroche se forman granulitas).

Las paragénesis reconocidas en las anfibolitas de Acebuches son de mayor a menor metamorfismo:

Plagioclasa - piroxeno - hornblenda marrón

Plagioclasa - (ortoclasa) - hornblenda (verde) - epidota

A escala regional estas rocas llegan a facies granulíticas con desarrollo de texturas poligonales y formación de ortopiroxeno.

En el resto de los materiales pelíticos de Pulo do Lobo las paragénesis reconocidas son:

Cuarzo - moscovita - sericita

cuarzo - moscovita - sericita - biotita

correspondientes al grado muy bajo o bajo.

3.2.2. Generalidades sobre el metamorfismo

Aparte de algunas unidades o formaciones anquimetamórficas o de muy bajo grado (sinclinal de Herrerías, Flysch de Terena y Formación Santa Iría), el resto de los materiales muestran un metamorfismo regional, por lo general de grado bajo. No obstante, existen zonas concretas muy fracturadas, con disposición en cuñas o bandas, en los que el metamorfismo llega al grado medio y/o alto.

En la Hoja de Santa Olalla del Cala, existen dos núcleos metamórficos que presentan características similares, uno es el Macizo de Aracena (más concretamente la Cuña de Cortegana - Aguafria) y el otro se sitúa en una banda cizallada que discurre al norte del flysch Terena.

En el Macizo de Aracena el metamorfismo es del tipo bajas presiones y con unos gradientes térmicos del orden de 65°C/Km (BARD, 1969).

Lo más original del núcleo metamórfico de Aracena, es que transgrede los actuales límites entre éste y la Unidad del Pulo do Lobo, por lo que el metamorfismo tiene que ser simultáneo o posterior al acercamiento de ambos.

En base a estos datos APALATEGUI O. et al (1984) sugieren que el metamorfismo en el Macizo de Aracena, está controlado por la intrusión de masas gabroides que estarían precedidas por domos térmicos; este efecto térmico sobreimpuesto al metamorfismo regional tuvo lugar en etapas sinorogénicas a sinorogénicas tardías, apareciendo minerales de alta temperatura intercinemáticos, mientras que otras veces rocas de alto metamorfismo se encuentran poco orientadas, evidenciando una recristalización postcinemática. Posiblemente la intrusión de estos cuerpos esté favorecida por la presencia de una corteza muy fracturada y quizás adelgazada; fracturas como la de Jabuguillo es posible que hayan jugado un papel importante en todos estos procesos.

QUESADA (1987) plantea la posibilidad de que el metamorfismo visto en las anfibolitas de Acebuches, sea un metamorfismo de contacto inducido por el emplazamiento de una lámina cortical caliente (Macizo de Aracena) sobre la ofiolita de Beja - Acebuches, que habría obducido previamente hacia el norte.

Las dos hipótesis planteadas abogan por un metamorfismo casi estático inducido por el emplazamiento de rocas a altas temperaturas.

Ultimamente algunos autores han incluido las anfibolitas de Acebuches dentro del Macizo de Aracena (ABALOS et al, 1987, CRESPO BLANC, 1987) el cual lo interpretan como un macizo metamórfico limitado al menos por el sur por una cizalla dúctil; estos mismos autores discuten los gradientes expresados por BARD 1969 y plantean la posibilidad de que deben ser algo inferiores. ABALOS et al (1987) establecen un tipo de metamorfismo de presiones bajas, o bajas y/o intermedias.

El núcleo metamórfico que aflora al norte del flysch Terena, se relaciona con una banda de cizalla, actualmente de traza vertical, desarrollada sobre las pizarras de Barrancos, entre las que afloran en una pequeña cuña materiales muy parecidos a los del Macizo de Aracena.

El metamorfismo afecta a los materiales de la cuña y al encajante, y no se observa un claro contraste entre ambos. En los micaesquistos el único mineral índice reconocido es la andalucita (quiastolita) y es intercinemático entre la primera y segunda fase. Este núcleo presenta características muy similares al de Aracena, y como aquel plantea el problema de que el metamorfismo transgrede a los materiales de la cuña alojados en la zona de cizalla; es por tanto difícil sustraerse a las hipótesis planteadas por APALATEGUI (1984) o QUESADA para justificar el metamorfismo de estos núcleos anómalos.

3.3.3. Metamorfismo de contacto

Los distintos cuerpos intrusivos producen efectos térmicos de intensidad muy variable

que va de las corneanas de albita-epidota (o menos), existentes alrededor de los granitoides del sector meridional, a una amplísima aureola con corneanas piroxénicas y fusión parcial en puntos próximos al Complejo plutónico de Santa Olalla de Cala.

Los granitos y granodioritas del "Pulo do Lobo" pese a presentar, la mayoría de las veces contactos tectonizados, originan una pequeña aureola de corneanas de albita epidota que origina una blastesis desorientada de cristales irregulares de moscovita en las muestras de composición más propicia. Esto es compatible co el carácter superficial postulado para estas rocas.

El granito de Teuler podría originar una pequeña aureola, pero no ha podido establecer al estar enmascarada por la superposición de los intensos efectos térmicos del Complejo plutónico de Santa Olalla del Cala.

El granito del Castillo condiciona la aparición de una aureola de algunas decenas de metros de anchura en la que llega a producirse la neoformación de pequeños cristales irregulares de biotita en las zonas más próximas a la roca ígnea.

El conjunto plutónico de Santa Olalla de Cala muestra, por el contrario, una aureola de notable extensión e intensidad y condiciona además la deformación del encajante que se adapta al contorno circular de este macizo. En efecto, en el borde oriental de este macizo los efectos térmicos son apreciables, a simple vista, a distancias superiores a los 2 km. Igualmente el asomo existente en la mina de Cala, pese a sus reducidas dimensiones, da lugar a efectos térmicos en un radio superior a los 400 m.

Las rocas originadas van desde la corneanas de albita-epidota, con neoformación biótica en las distintas zonas más alejadas, hasta corneanas piroxénicas con asociaciones de sillimanita, feldespato potásico y desarrollo de fusión parcial en las rocas más cercanas al intrusivo. Estas condiciones se hacen extremas en el caso de algunos de los "roof pendants" englobados por las rocas plutónicas.

Dado que la serie en que intruye es mayoritariamente el complejo volcánico de Bodonal - Cala, que incluye una amplia variedad litológica (vulcanitas ácidas y básicas, pórfidos, pizarras, calizas, etc), el número de tipos petrográficos originados es de una notable amplitud.

Como rocas más significativas se pueden señalar las siguientes:

Zona de la biotita: En rocas metagrauváquicas y metapelíticas se observa un mosqueado milimétrico que, al microscopio, corresponde a agregados globulosos de cristalitos irregulares de biotita y sericita. En las partes más internas aparecen rocas con una gran cantidad de nódulos esféricos milimétricos que al microscopio corresponden a agregados sericíticos que pseudomorfizan a andalucita y/o cordierita. En las rocas carbonatadas se aprecia una fuerte marmorización que puede acompañarse con formaciones de anfibol y epidota que pueden mostrar texturas radiales concéntricas.

En la zona del feldespato potásico es donde se reconoce una mayor diversificación.

Las rocas carbonatadas soportan procesos de skarn que alcanzan un desarrollo espectacular (granatitas, rocas de silicatos cárnicos con granate, clinopiroxeno, escapolita, wollastonita, olivino, epidota, etc.) y que han sido estudiados en profundidad por VELASCO (1976) y CASQUET (1980) por lo que remitimos al lector a dichos trabajos. En las rocas pelíticas se producen neises migmatíticos cuyas asociaciones más comunes son:

Cuarzo - biotita - plagioclasa - feldespato potásico - cordierita.

Cuarzo - biotita - plagioclasa - feldespato potásico - andalucita - cordierita - sillimanita.

Cuarzo - biotita - corderita - plagioclasa - feldespato potásico - piroxeno.

Asimismo se han encontrado muestras con corindón y ortopiroxeno.

Por último, las rocas volcánicas dan neises feldespáticos con asociaciones complejas que incluyen cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, anfíbol, piroxeno, granate, etc. que pueden aparecer en proporciones variables.

Por otra parte, en los casos de pórfidos riolíticos de grano grueso la transformación es casi completa, aunque se conservan parcialmente las texturas originales. Ello ha llevado a considerar en ocasiones estos metapórfidos como rocas ortoderivadas; este es el caso de los ortoneises de la Jerezuela, aunque existen diversos afloramientos (Arroyo Culebrín, Puerto de la Mina, etc.) en los que puede comprobarse con mayor facilidad el carácter porfídico original.

Cuando estas rocas se encuentran en contacto con el granito llegan a sufrir una reestructuración casi completa transformándose en rocas aplítoides si bien es difícil establecer hasta donde llega la transformación de la roca de caja y donde comienza la cristalización de magmas fuertemente contaminados. De cualquier modo los contactos bruscos, la falta de facies transicionales, y las elevadas temperaturas de la intrusión parecen apoyar la primera de las hipótesis.

4. HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos que afloran en la Hoja, son las series, fundamentalmente detríticas, de edad Precámbrico, pertenecientes a la Unidad de Arroyomolinos y al Maccizo de Aracena (Sucesión Tentudía de EGUILUZ et al, 1983, y Formación de la Umbría de BARD 1969, respectivamente).

Estos materiales, que representan parte de la Serie Negra (CARVALHOSA, 1965) se consideran como depósitos propios de una cuenca restringida, en base al carácter gráfito de las cuarcitas negras (contienen abundantes acritarcos) y a la presencia de lentejones carbonatados con restos de algas cianofíceas (EGUILUZ op cit); la edad en la que se produjo el depósito de estos materiales es Rifeense medio - superior.

Sobre los anteriores materiales, reposan a escala regional series volcanosedimentarias en ocasiones con importantes aportes de carbonatos, cuya edad es Rifeense superior - Vendiense.

Los productos volcánicos que las integran van desde el tipo intermedio al ácido, con notable predominio de riolitas y dacitas sobre andesitas; asimismo, son más abundantes los materiales piroclásticos que los lávicos (volcanismo explosivo).

La secuencia volcánica está interestratificada con materiales detríticos subordinados y carbonatos; estos últimos, muy abundantes en el Macizo de Aracena. Los carbonatos presentan facies estromatolíticas que nos hablan de un ambiente de depósito marino poco profundo para toda la sucesión. (En zonas se trata de vulcanismo subaéreo como indica la existencia de ignimbritas y tobas soldadas).

Geoquímicamente estas rocas muestran un carácter claramente calcoalcalino (APALA-TEGUI et al 1986; SANCHEZ CARRETERO et al, en prensa), y han sido interpretadas como producto de un volcanismo sinorogénico finiprecámbrico (Cadomiense).

QUESADA, et al, (1987), incluyen los materiales de la Serie Negra dentro de un conjunto preorogénico, y los productos volcánicos en un conjunto orogénico de edad Cadomiense; entre ambos distinguen, al menos, una fase de deformación responsable de la primera superficie penetrativa visible en las rocas precámbricas.

La evolución paleozoica en la Z.O.M., se inicia con una transgresión generalizada de edad Vendiene - Ovetiense, cuyos primeros depósitos (arenas de la F. Torreárboles) no están aquí representados. Sobre ellos se depositan las formaciones detrítico-carbonatadas del Cámbrico inferior, representadas dentro del área de estudio en las Unidades de Herrerías y de Cumbres-Hinojales. Se trata de depósitos de plataforma en cuencas en principio restringidas sobre la que se desarrollan comunidades de algas y bacterias.

En el Marianiense inferior se produce de nuevo una subsidencia rápida y breve que produce el depósito de calizas en facies rizadas, este aumento de profundidad permitirá el establecimiento en el área de comunidades de Arqueociatos fijos al fondo de una plataforma marina abierta, y posteriormente la colonización del mismo por comunidades pelágicas y bentónicas constituidas por Braquiópodos, Hyolithes y Trilobites. Estos últimos, constituirían en el Marianiense medio el grupo más numeroso, coincidiendo con la desaparición de los Arqueociatos debido al aumento relativo de la profundidad y a un leve descenso en la temperatura de las aguas. En esta época, el estudio de las faunas de Trilobites indica una comunicación del área con otras zonas bastante alejadas, puesto que junto a faunas locales, típicas de Ossa Morena, aparecen otras faunas más cosmopolitas estrechamente emparentadas con las existentes en otras áreas europeas, asiáticas y de América del Norte.

Estas condiciones se mantienen durante el Marianiense superior, si bien comienza ya a notarse el enfriamiento progresivo de las aguas, que va a incidir en una disminución cualitativa de las comunidades que vivían en el Marianiense medio, de modo que dentro de los Trilobites las faunas locales remiten en importancia, en beneficio de las faunas más cosmopolitas que están mejor preparadas para adaptarse a las nuevas condiciones.

Durante el Bilbiliense, se acentúa el enfriamiento de las aguas, dando lugar al depósito exclusivo de materiales detríticos en un medio de alta energía en donde alternan

los niveles de areniscas (cuarcitas y grauvacas) de tamaño grueso con los de areniscas de tamaño fino y de lutitas.

La transgresión del Cámbrico inferior va acompañada por la emisión de productos volcánicos básicos, de carácter espilítico, que adquieren gran desarrollo durante el Cámbrico medio; la emisión de estas rocas está ligada a un proceso de rifting muy patente en todo el borde meridional de la Z.O.M., QUESADA (1987).

Sobre las rocas básicas aparecen otras sedimentarias que son distintas según las unidades. En la Unidad de Herrerías y casi inmediatamente sobre las espilitas aparecen unos niveles de conglomerados y cuarcitas atribuidos al Ordovícico, y ligados a una transgresión de esa edad. SCHNEIDER (1939) y GUTIERREZ MARCO, J.C. (1984) piensan que son de edad Cámbrico medio.

En la Unidad de Cumbres - Hinojales, los materiales que a escala regional aparecen sobre las espilitas, son potentes series detríticas de edades comprendidas entre el Cámbrico medio y el carbonífero.

Los primeros materiales que aparecen son sedimentos limo - arenosos con algunas intercalaciones de rocas espilíticas en la base (señal de que aún no ha cesado la actividad volcánica), que se interpretan como depósitos de abanicos submarinos, sin que se pueda precisar si se trata de un frente deltático o de un abanico (estos materiales no afloran en esta Hoja).

Sobre los anteriores materiales y en discordancia, afloran los esquistos de Barrancos, que se interpretan como sedimentos marinos "profundos" (talud o borde externo de la plataforma), que hacia el techo y de forma progresiva dan paso a unos sedimentos marinos de plataforma somera (aguas agitadas) ligados a una regresión que culmina en el Ordovícico inferior o medio. Entre estos materiales aparecen rocas efusivas básicas de carácter toleítico, posiblemente relacionadas con el mismo proceso extensivo (rifting), reconocido durante el Cámbrico inferior y medio.

El registro sedimentario está interrumpido hasta el Silúrico, época en la que se depositan las típicas facies de ampelitas y liditas; desde un punto de vista sedimentario estos materiales indican un cambio muy brusco en la cuenca, que pasa de un medio somero y oxidante, a un medio reductor y seguramente más profundo, que, debido a su gran dispersión y peculiaridad lleva a pensar en un episodio genético un tanto excepcional, ligado quizás a un cambio geoquímico mayor de las aguas de la cuenca.

Sobre las ampelitas, y posiblemente sin ningún tipo de interrupción sedimentaria, aparecen las facies de esquistos oscuros con cloritoide, que son ya de edad Devónico inferior - medio, y que corresponden a depósitos marinos de plataforma somera.

Los materiales detríticos de la Unidad de Pulo do Lobo, son series marinas, más someras cuanto más modernas, que reposan sobre rocas corticales oceánicas representadas aquí por la anfibolitas de Acebuches (ofiolita de Beja - Acebuches).

La evolución paleozoica en las distintas unidades (Herrerías, Cumbres - Hinojales y Pulo do Lobo) muestra una acusada variación, y todo parece indicar que nos situamos en un margen estable con el área oceánica situada hacia el Sur.

A partir de un determinado momento, se dejan sentir los efectos de la Orogenia Her-cínica, caracterizada por unos procesos dinámicos y térmicos que han sido comentados en los anteriores capítulos. Estos procesos se han relacionado con una cadena de subduc-ción (BARD, 1971, CARVALHO et al, 1971), cuyo plano de Benioff se situaría al Sur de la Zona Subportuguesa. QUESADA et al, en prensa, consideran que se trata de una ca-dena de colisión oblicua, cuyos primeros efectos corresponderían a la obducción hacia el norte de la ofiolita de Beja - Acebuches; este mismo autor propone que la edad de la deformación es más moderna hacia el norte.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA

La única mina en activo es la de Cala, situada unos 4 km. al Sur de esta localidad. Se trata de una mineralización de Fe de tipo skarn, con magnetita, principalmente, hematites, limonita, y algunos sulfuros de Cu. La mineralización encaja en calizas cámbicas parcialmente transformadas en silicatos cárnicos (granates, diópsido, epidota, actinolita, etc.) por la acción de un "stock" granodiorítico. La explotación se realiza a cielo abierto por Minera del Andévalo, S.A. El "todo uno" extraído tiene leyes entre 37,6 y 40% de Fe y 0,1 a 0,41% de Cu, según las zonas (VAZQUEZ, F. 1978).

Otra mina importante pero actualmente abandonada, de similares características a la anterior, y situada 4 km. al ESE de la de Cala es la Mina Teuler. La mineralización encaja en pizarras con lentejones calcáreos, trasformados en gran parte a silicatos cárnicos (skarn).

El resto de los indicios mineros se sitúan al S de la Hoja, en materiales pertenecientes al Macizo de Aracena. Las mineralizaciones presentes se agrupan en tres tipos:

- Mineralizaciones de Fe: al S. de Valdezufre (Cerro del Corralillo), de tipo skarnoide, constituidas por magnetita y hematites, principalmente, con pirita, blenda y galena minoritarias. Encajan en neises diópsídicos-granatíferos con lentejones de mármoles, en forma de impregnaciones irregulares y vetillas. Estas mineralizaciones aparecen más al Oeste en la Sierra de Mari Mateo, y fuera de esta hoja, en la de Aracena, al E. de la población.

- Mineralizaciones de Pb: constan principalmente de galena, acompañada de pirita y blenda, con calcita y barita como ganga. Se localizan en mármoles dolomíticos al E de Valdezufre, y N de Higuera de la Sierra (Los Fontanales), donde existen varios pozos y trincheras. Se presentan como diseminaciones y removilización a fracturillas en niveles preferenciales de disposición estratófila.

- Mineralizaciones de barita: el único indicio de importancia se sitúa al O. de Zufre

(Sierra del Zorrero), y consiste en un filón de barita con cuarzo que llega a tener 4 m. de potencia, con la misma dirección que las capas.

5.2. CANTERAS

En rocas ornamentales existen materiales dentro de la Hoja con posibilidades interesantes. Destacan en primer lugar los mármoles, abundantes en todo el Sur, sobre todo en la esquina SO de la Hoja, en la Unidad del Macizo de Aracena.

Entre los granitos merecen destacarse los de Santa Olalla y el de Minas del Cala, en sus facies granodioríticas, así como los Porfidos de la Valera (S y O de Santa Olalla) y las diabasas de la esquina SO de la Hoja (Unidad "Pulo do Lobo"). En todos ellos existen posibilidades de encontrar afloramientos lo suficientemente uniformes y poco fracturados, para permitir la extracción de bloques.

También deben tenerse en cuenta las posibilidades de algunos neises bandeados con silicatos cárnicos, y las anfibolitas de Acebuches en su facies de grano grueso.

En cuanto a pizarras, pensamos que las que pueden ofrecer algún interés corresponden a las pizarras del Devónico ("esquistos rayés"), y algunos tramos más pizarrosos del flysch Terena.

5.3. HIDROGEOLOGIA

Desde este punto de vista, los materiales que pueden constituir buenos acuíferos son las rocas carbonatadas (dolomías, calizas y mármoles) que afloran en el tercio NE de la Hoja (calizas cámbricas), y en la esquina SO (Macizo de Aracena), que se continúa, de forma cada vez más estrecha por el NE de Zufre (Sierras de Fuente Ibáñez, de la Corchera y Pan de los Pobres). Estos últimos materiales se encuentran muy fracturados, con numerosas fuentes y manantiales.

Todas las poblaciones importantes dentro de la Hoja, se encuentra próximas a estos materiales, sin que ninguna de ellas presente problemas de abastecimiento. Así, Santa Olalla se abastece de un sondeo de calizas al S de la Sierra el Viso, varios kilómetros al O del Pueblo, que según referencias de vecinos, proporciona un caudal muy superior a las necesidades de la población.

Otros materiales con algunas posibilidades, pero muy inferiores a los anteriores, son las metabasitas que afloran próximas a la Rivera de Huelva, sobre todo las zonas en que la alteración superficial sea importante, dado que se encuentra también muy fracturadas y con abundantes huecos debidos a la presencia de óxidos metálicos y lentejones o nódulos de carbonatos.

El resto de materiales (neises, esquistos, pizarras y metaareniscas), tienen poco interés, excepto para pequeños abastecimientos a casas aisladas aprovechando las fracturas más importantes.

6. BIBLIOGRAFIA

- ABALOS, D. (1987): Tectónica y metamorfismo en el Núcleo de Almadén de la Plata. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco. Inédito.
- APALATEGUI, O. (1981): Consideraciones estratigráficas y tectónicas en Sierra Morena Occidental. Temas Geológicos y Mineros 1ª Reunión del G.O.M. pp. 23-41
- APALATEGUI, O., BARRANCO, E., CONTRERAS, F., DELGADO, M., ROLDAN, F.J. (1984). Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja nº 917 Aracena. ITGE.
- APALATEGUI, O., BARRANCO, E., CONTRERAS, F., ROLDAN, F.J., (1983). Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja nº 916 Aroche. ITGE.
- APALATEGUI, O. y QUESADA, C. (1987). Transversal Geológica Zona Ossa Morena. Libro Guía de la excursión Marzo 1987. Inédito.
- BARD, J.P. (1969). Le Metamorphisme Regional progressif des Sierras d'Aracena; sa place dans le Segment Hercynien Sud - Ibérique. Thèse Faculté des Sciences Université de Montpellier.
- BARD, J.P. (1977). Signification tectonique des metatholeites d'affinité abyssal de la cinture métamorphique d'Aracena (Huelva. Espagne) "Bull. Soc. Géol. France (7) t XIX nº 2 pp. 385-393.
- CARVALHO, D. (1972). The metallogenetic consequences of plate tectonics and the upper Paleozoic evolution of southern Portugal. Estudos, Notas e Trabalhos do S.F.M., V. XX. Fasc. 3-4.
- CARVALHO, D., CORREIRA, M., INVERNO, C. (1967). Contribuição para o conhecimento do Grupo do Ferreira-Ficalho. Suas relações com a Faixa Piritoxa e Grupo Pulo do Lobo. Mem e Not V-82 pp. 145-169
- CARVALHOSA, S. (1965). Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel y Ficalho (Alentejo). Serviços Geológicos. Port. 11, 130 pp.
- CASQUET, C. (1980). Fenómenos de Endomorfismo, Metamorfismo y Metasomatismo en los mármoles de la Ribera del Cala. Tesis Doctoral Universidad Complutense de Madrid.
- CRESPO - BLANC, A. (1987). Macizo de Aracena, propuesta de división sobre la base de nuevos datos estructurales y petrográficos. Boletín Geológico y Minero T. XCVIII-IV
- CHACON, J., DELGADO-QUESADA, M. y GARROTE, A. (1974). Sobre la existencia de dos diferentes dominios de metamorfismo regional en la Banda Elvas-Badajoz-Córdoba, Bol del ITGE, V-LXXXV-VI, pp. 713-717.
- DELGADO, J.F.N. (1908). Contribuções para o estudo dos terrenos paleozoicos. I. Precámbrico e Arcaico. II Cámbrico. Com. Serv. Geol. Portugal 6 pp. 56-122
- DELGADO QUESADA, M., LIÑAN, E., PASCUAL, E. y PEREZ LORENTE, F. (1976). Criterios para la diferenciación en dominios de Sierra Morena Central. IV Reunión del Oeste Peninsular. Salamanca.
- EGUILUZ, L., FERNANDEZ CARRASCO, J. COULLAUT, J.L. y GARROTE, A. (1983). Mapa geológico de España 1:50.000 Hoja de Monasterio. ITGE.
- EGUILUZ, L. (1988). Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el antiforme Burguillos-Monasterio, Macizo Ibérico Meridional. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco
- EGUILUZ, L. y RAMON LLUCH, R. (1983). La estructura del sector central del dominio de Arroyomolinos. Anticlinorio Olivenza - Monasterio. Studia Geologica XVIII pp. 171-92.

- FLORIDO, P. y QUESADA, C. (1984). Estado actual de conocimientos sobre el Macizo de Aracena. II Reunión del GOM. 25 pp.
- GONZALO y TARIN, (1888). Descripción física, geológica y minera de la provincia de Huelva. Mem. Com. Mapa Geológico de España.
- GUTIERREZ ELORZA, M. (1970). Estudio geológico-estructural de la región de Aracena-Cumbres Mayores. Tesis doctoral de la Universidad de Madrid. Publicado por J.E.N.
- GUTIERREZ MARCO, J.C. (1986). Graptolitos de Ordovícico español. Tesis Doctoral Universidad Complutense de Madrid, (inédito).
- LOTZE, F. (1945). Zur Gliederung der Varisciden de Iberischen Meseta. Geotekt. Forsch. T.6 pp. 78-82.
- MUNHA, J., OLIVEIRA, J.T., OLIVEIRA, V., QUESADA, C. y KERRICH, R. (1980). Beja-Acembuches Ophiolite characterization and geodinamic significance Abstract. II Congr. Geol. Portugal.
- QUESADA, C. (1975). Geología de un sector de la parte central del anticlinorio Olivenza-Monesterio. Tesis de Licenciatura Univ. de Granada (inédito).
- QUESADA, C. (1987). Mapa Geológico de Extremadura. Publicación de la Conserjería de Industria y Energía de la Junta de Extremadura.
- RACHEBOEUF, L. y ROBARDET, M. (1986). Le Pridoli et le Devónien Inferieur de la Zona d'Ossa-Morena. Stude des Brachiopodes. Geologica et Paleontologia 20 pp. 11-37
- ROBARDET, M. (1976). L'originalité du segment hercynien sub-ibérique au Paléozoïque inférieur. Ordovicien, Silurien et Devonien dans le nord de la Province de Seville Espagne) C.R.Ac.Sc. Paris. V-283
- SCHNEIDER, M. (1939). Altpaleozoikum bei Cala in der Weslichen Sierra Morena. DISS pp. 1-72.
- VAN DEN BOOGAARD, M., VAZQUEZ, F. (1981). Conodont faunas from Portugal and Southwestern Spain. Scripta Geológica 61, pp. 1-8.
- VAZQUEZ GUZMAN, F. (1970). Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja nº 918 Santa Olalla del Cala. ITGE.
- VAZQUEZ GUZMAN, F. y FERNANDEZ POMPA, F. (1.976) Contribución al conocimiento del SW de España en relación con la prospección de Magnetitas. Memoria de ITGE nº 89. ITGE.
- VELASCO, F. (1976). Mineralogía de los skarns de Santa Olalla (Huelva). Tesis Doctoral Universidad del País Vasco. 290 pp.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID