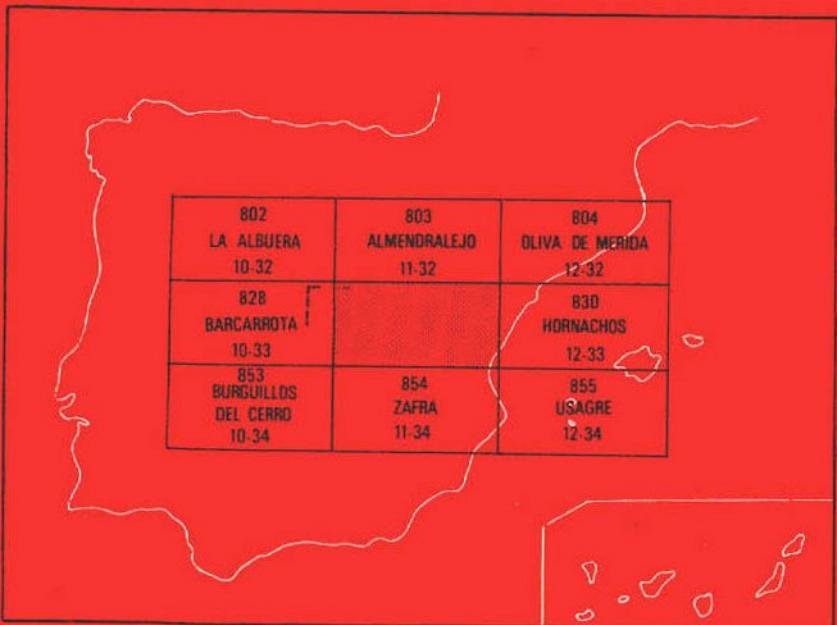


MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

**VILLAFRANCA
DE LOS
BARROS**

Segunda serie-Primera edición



802 LA ALBUERA 10-32	803 ALMENDRALEJO 11-32	804 OLIVA DE MERIDA 12-32
828 BARCARROTA 10-33		830 HORNACHOS 12-33
853 BURGUILLOS DEL CERRO 10-34	854 ZAFRA 11-34	855 USAGRE 12-34

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000**

**VILLAFRANCA
DE LOS
BARROS**

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La Hoja de Villafranca de los Barros, adjudicada a IMINSA, ha sido realizada por el siguiente equipo de trabajo:

Cartografía geológica: Antón Arriola Garrido (Dep. Geología, Bilbao).
José Chacón Montero (Dep. Geotectónica, Granada).

Angel Eraso Alberdi (Dep. Geotectónica, Bilbao).
Luis Eguiluz Alarcón (Dep. Geotectónica, Bilbao).
Angel Garrote Ruiz (Dep. Geología, Bilbao).
Rafael Sánchez Carretero (Dep. Geología, Bilbao).
Ignacio Vargas Alonso (IMINSA).

Petrología: Angel Garrote Ruiz.
María del Carmen Contreras Martos (Dep. Geología, Bilbao).

Memoria: Antón Arriola Garrido.
Angel Eraso Alberdi.
Luis Eguiluz Alarcón.
Angel Garrote Ruiz.
Rafael Sánchez Carretero.
Ignacio Vargas Alonso.

*Supervisión, Coordinación
y Dirección del IGME:* Cecilio Quesada Ochoa.
Lucas Amado Cueto Pascual.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta, una documentación complementaria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Álbum fotográfico.
- Mapa de situación de muestras.
- Informes petrológicos.
- Análisis químicos.
- Fichas Bibliográficas.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

INDICE

Páginas	
0. Introducción	7
1. Estratigrafía	8
1.1. Precámbrico	8
1.1.1. Dominio de Valencia de las Torres	9
1.1.1.1. Sucesión de gneises y anfibolitas.	9
1.1.1.1.1. Gneises biotíticos de grano fino (45)	10
1.1.1.1.2. Anfibolitas y gneises anfibólicos (44)	10
1.1.1.1.3. Gneises leucocráticos (43)	11
1.1.1.1.4. Diferenciados aplíticos y pegmatíticos (40)	11
1.1.1.1.5. Gneises rosados de grano fino (39)	12
1.1.1.1.6. Cuarcitas negras (18)	12
1.1.1.1.7. Mármoles (37)	12
1.1.1.1.8. Zonas miloníticas (42)	12
1.1.1.1.9. Gneises milonitas (41)	13
1.1.1.1.10. Gneises biotítico-moscovíticos de grano fino (49)	13

Páginas

1.1.1.1.11. Anfibolitas (48)	14
1.1.1.1.12. Cuarcitas negras (47)	14
1.1.1.1.13. Mármoles (46)	14
1.1.1.2. Sucesión de esquistos moscovíticos	14
1.1.1.2.1. Esquistos moscovíticos (51)	15
1.1.1.2.2. Cuarcitas feldespáticas (50)	15
1.1.1.2.3. Gneises de grano fino con granates (52)	15
1.1.1.3. Sucesión de esquistos y metagrauvacas con an-	
fibolitas y cuarcitas negras.	16
1.1.1.3.1. Ortogneis migmatítico (55)	16
1.1.1.3.2. Aplitoides y pegmatoides gneisificados	
(53)	17
1.1.1.3.3. Rocas de silicatos cálcicos (54)	17
1.1.1.3.4. Esquistos y metagrauvacas (60)	18
1.1.1.3.5. Cuarcitas negras (59)	18
1.1.1.3.6. Cuarcitas blancas (58)	19
1.1.1.3.7. Anfibolitas (57)	19
1.1.1.3.8. Gneises (56)	19
1.1.2. Dominio de Sierra Albarrana	19
1.1.2.1. Esquistos moscovíticos	20
1.1.2.1.1. Micaesquistos (27)	20
1.1.2.1.2. Pegmatitas deformadas (26)	20
1.1.2.1.3. Cuarcitas feldespáticas (25)	21
1.1.2.2. Filitas y metagrauvacas (29)	21
1.1.2.3. Rocas miloníticas (28)	21
1.1.3. Dominio de Zafra-Monesterio	22
1.1.3.1. Sucesión Tentudía	22
1.1.3.1.1. Metagrauvacas, esquistos, filitas y meta-	
tobas (12)	22
1.1.3.1.2. Cuarcitas negras (11)	23
1.1.3.1.3. Mármoles (10)	23
1.1.3.1.4. Metadiabasas (9)	23
1.1.3.2. Metatobas con niveles de mármoles	24
1.1.3.2.1. Metatobas (15)	24
1.1.3.2.2. Mármoles (14)	24
1.1.3.2.3. Metaconglomerados (13)	25
1.2. Paleozoico	25
1.2.1. Dominio de Valencia de las Torres	25
1.2.1.1. Metaarcosas (61)	25
1.2.1.2. Filitas grises (62)	25

1.2.1.3. Carbonífero	26
1.2.1.3.1. Pizarras (66)	26
1.2.1.3.2. Conglomerados (65)	26
1.2.1.3.3. Tobas (64)	26
1.2.1.3.4. Riolitas (63)	26
1.2.2. Dominio de Sierra Albarrana	27
1.2.2.1. Carbonífero	27
1.2.2.1.1. Pizarras (32)	27
1.2.2.1.2. Conglomerados (31)	27
1.2.2.1.3. Tobas y calizas (30)	27
1.2.3. Dominio de Zafra-Monesterio	28
1.2.3.1. Formación Torreárboles	28
1.2.3.1.1. Miembro inferior (metaarcosas y metagrauvacas) (16)	28
1.2.3.1.2. Miembro superior (pizarras y grauvacas, calizas) (18, 17)	29
1.2.3.2. Cámbrico medio (19)	29
1.2.3.3. Carbonífero	29
1.2.3.3.1. Pizarras y arenitas (24)	30
1.2.3.3.2. Tobas (23)	30
1.2.3.3.3. Calizas (22)	30
1.2.3.3.4. Conglomerados (21)	30
1.2.3.3.5. Vulcanitas básicas (20)	31
1.3. Terciario (67)	31
1.4. Pliocuaternario y Cuaternario	32
1.4.1. Pliocuaternario (68)	32
1.4.2. Depósitos recientes (69 y 70)	35
2. Tectónica	36
2.1. Dominio de Valencia de las Torres	36
2.1.1. Sucesión de gneises y anfibolitas	36
2.1.2. Sucesión de esquistos moscovíticos	37
2.1.3. Sucesión de esquistos y metagrauvacas con anfibolitas y cuarcitas negras	37
2.1.4. Metaarcosas y filitas	38
2.1.5. Carbonífero	38
2.2. Dominio de Sierra Albarrana	38
2.2.1. Esquistos moscovíticos	39
2.2.2. Filitas y metagrauvacas	39
2.2.3. Carbonífero	39

Páginas

2.3. Dominio de Zafra-Monesterio	39
2.3.1. Sucesión de Tentudía.	39
2.3.2. Metatobas con niveles de mámoles	40
2.3.3. Formación Torreárboles	40
2.3.4. Carbonífero	40
2.4. Fracturas	40
2.5. Conclusiones	41
3. Petrografía	41
3.1. Ortogneises (33, 34, 35)	42
3.2. Rocas volcánicas sinsedimentarias.	43
3.3. Rocas ígneas en relación con zonas de fractura	44
3.3.1. Serpentinitas (36)	45
3.3.2. Gabros (1)	45
3.3.3. Granitoides (2, 4)	46
3.3.4. Basaltos (5)	46
3.4. Rocas filonianas	47
3.4.1. Pórfidos (3)	47
3.4.2. Lamprófidos (7)	47
3.4.3. Diabasas (6)	47
3.4.4. Diques de cuarzo (8)	48
3.5. Rocas metamórficas.	48
3.5.1. Metamorfismo regional.	48
3.5.1.1. Dominio de Valencia de las Torres	48
3.5.1.2. Dominio de Sierra Albarana	52
3.5.1.3. Dominio de Zafra-Monesterio	53
3.5.2. Metamorfismo dinámico	55
4. Historia geológica	57
5. Geología económica.	59
5.1. Canteras	60
5.2. Hidrogeología.	60
6. Bibliografía	60

0. INTRODUCCION

La Hoja de Villafranca de los Barros se sitúa en el centro de la provincia de Badajoz, dentro de la comarca conocida como Tierra de Barros.

Orográficamente es una llanura de la cual emerge, al sur, la alineación carbonatada de la Sierra Rubio-Cerro de San Jorge, con una cota máxima de 658 m.

Los ríos son poco importantes y drenan la región de sur a norte. Tienen un régimen estacional y pertenecen a la cuenca del Guadiana.

Los núcleos de población más importantes son Villafranca de los Barros, Fuente del Maestre, Aceuchal, Ribera del Fresno, Villalba de los Barros y Puebla del Prior.

Geológicamente, la Hoja pertenece a la zona de Ossa Morena según la división del Macizo Ibérico realizada por LOTZE (1.945). Tras las propuestas de modificación del límite entre las zonas de Ossa Morena y Centro Ibérica de GARROTE (1.976), ROBARDET (1.976), etc., dentro de la Hoja afloran materiales de las zonas de Ossa Morena y Centro Ibérica.

De la observación de la cartografía se deduce la presencia de los siguientes conjuntos litológicos:

- a) Materiales Precámbricos de diferente edad y grado metamórfico estructurado en varios dominios alargados de NO a SE.
- b) Materiales Paleozoicos con diferencias en su desarrollo y edad según dominios. Afloran materiales del Cámbrico inferior, Ordovícico inferior y Carbonífero inferior y medio.
- c) Materiales sedimentarios del Terciario-Pliocuaternario que recubren a los anteriores y se encuentran esencialmente en la parte central de la Hoja.

Dentro de los materiales Precámbricos intruyen diversos *stocks* de granitos posteriormente gneisificados. Asimismo hay rocas ígneas básicas y ácidas en zonas de fractura.

Entre los trabajos previos que de alguna forma hacen referencia al área de la Hoja y a los problemas planteados, se pueden citar los de NAVARRO y LACAZETTE (1.922), FRICKE (1.941, 1.951), LOTZE (1.945), ROSSO DE LUNA y HERNANDEZ PACHECO (1.956), DELGADO-QUESADA (1.971), BARD (1.967), CHACON et. al. (1.974), MUÑOZ y VEGAS (1.974), BLADIER (1.974), GARROTE (1.976), MUELAS y SOUBRIER (1.977), HERRANZ et. al. (1.977), CHACON (1.979), CHACON y PASCUAL (1.979),

ARRIOLA et. al. (en prensa), EGUILUZ et. al. (en prensa), ODRIozOLA et. al. (en prensa).

1 ESTRATIGRAFIA

Los materiales aflorantes en la Hoja pertenecen a diversos Dominios, entendiendo como tales a conjuntos litológicos con distintas sucesiones y habitualmente con diferente historia estratigráfica y tectonometamórfica.

De NE a SW se han diferenciado los Dominios de:

- Valencia de las Torres.
- Sierra Albarrana.
- Zafra- Monasterio.

El Dominio de Valencia de las Torres (CHACON et. al., 1.974) comprende una variada sucesión de materiales Precámbricos, pequeños afloramientos de metaarcosas atribuibles al Ordovícico inferior y materiales Carboníferos sedimentarios y volcánicos.

El Dominio de Sierra Albarrana (CHACON et. al., 1.974) está presentado en la transversal de la Hoja de Villafranca por materiales Precámbricos y afloramientos reducidos de Carbonífero con pizarras, conglomerado y tobas.

El contacto entre los Dominios de Valencia de las Torres y Sierra Albarrana es la falla de Azuaga.

El Dominio de Zafra-Monasterio comprende, en los límites de la Hoja, materiales Precámbricos de la sucesión de Tentudía, (EGUILUZ, et. al.,) afloramientos de la Formación Torreárboles (LIÑAN, 1.978) y una parte de la cuenca Carbonífera de los Santos de Maimona de edad Viseense-Namuriense.

El límite entre los Dominios de Sierra Albarrana y Zafra-Monasterio es mecánico con intrusiones de rocas básicas asociadas; este contacto se continúa hacia el SE hasta las proximidades de Córdoba y es conocido a escala regional como falla de Malcocinado.

En los diferentes apartados de este capítulo se describen los materiales de más antiguos a más modernos según los tres Dominios.

1.1. PRECAMBRICO

Afloran materiales Precámbricos en los tres dominios distinguidos. En el Dominio de Valencia de las Torres, la sucesión Precámbrica comprende materiales metamórficos atribuibles al Proterozoico inferior, medio y superior. No se descarta que algunos materiales sean más antiguos.

En el Dominio de Sierra Albarrana existe una formación de esquistos moscovíticos que se considera en edad Proterozóico medio y una formación de metapelitas y metagrauvacas del Proterozóico superior. Por último, en el Dominio de Zafra-Monesterio, los materiales Precámbrios son únicamente del Proterozóico superior y más concretamente del Rifeense medio y superior-Vendiente.

1.1.1. DOMINIO DE VALENCIA DE LAS TORRES

En este Dominio son diferenciables tres conjuntos con diferentes litologías e historia tectonometamórfica.

De más bajo a más alto:

- Sucesión de gneises y anfibolitas.
- Sucesión de esquistos moscovíticos.
- Sucesión de esquistos y metagrauvacas con anfibolitas y cuarcitas negras.

1.1.1.1. Sucesión de gneises y anfibolitas

Constituyen una banda de estructura compleja en la que afloran rocas diversas con predominio de gneises y anfibolitas de alto grado metamórfico. Esta banda cruza la Hoja de NW a SE con una anchura de 5-8 km., que queda recubierta en el área central por depósitos de Terciario-Pliocuaternario.

Las diversas litologías evidencian un proceso de metamorfismo regional polifásico seguido de intensos procesos de tectonización que han condicionado la aparición de corredores con abundantes rocas cataclásticas.

Esta sucesión es correlacionable con la Formación Blastomilonítica definida por DELGADO-QUESADA (1.971) en la Hoja de Azuaga aunque como se verá, los procesos miloníticos no son exclusivos de esta Sucesión ni de este Dominio.

Su borde meridional viene definido por la falla de Azuaga que es uno de los accidentes de mayor importancia regional y que ha sido postulado por diversos autores como nuevo límite entre las zonas de Ossa Morena y Centro Ibérico. Dentro de la Hoja, la falla de Azuaga pone en contacto la sucesión de gneises y anfibolitas con diversas formaciones Precámbrias, e incluso con materiales Carboníferos, del Dominio de Sierra Albarrana.

Al NE la sucesión de gneises y anfibolitas contacta con una sucesión de micaesquistos moscovíticos. Este límite es también de carácter mecánico aunque se supone que con escaso salto.

1.1.1.1.1. Gneises biotíticos de grano fino. (45)

Constituyen los materiales más frecuentes de esta sucesión; sin embargo no corresponden a un tramo único y resulta difícil enlazar unos afloramientos con otros.

Son rocas de colores marrones, biotíticas, de grano fino, con *augen* feldespáticos de diversos tamaños, en general escasos. Al microscopio presentan texturas granolepidoblásticas o gneísicas, con frecuencia bandeadas, con alternancia de lechos esencialmente cuarzo-feldespáticos y otros biotíticos. Son comunes los diferenciados granoblásticos de cuarzo y de cuarzo y feldespato.

Su mineralogía la componen, en distintas proporciones, cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita de pleocroismo marrón intenso o marrón-rojizo, granates y moscovita. La moscovita se encuentra en placas formadas con posterioridad al resto de los minerales.

Los accesorios comunes son círcón, apatito, turmalina y menas opacas. Las muestras suelen estar poco alteradas con pequeñas cantidades de sericitita, clorita y óxidos.

En cartografía, los afloramientos atribuidos a esta litología incluyen finos niveles, centimétricos-decimétricos, de anfibolitas y gneises leucocráticos no diferenciados.

Estos gneises derivan verosímilmente de materiales de tipo lávico y tobáceo de composición ácida. A pesar de la reorganización textural adquirida, en algunas muestras se reconocen restos de texturas porfídicas.

1.1.1.1.2. Anfibolitas y gneises anfibólicos. (44)

Conjuntamente con los gneises biotíticos de grano fino, forman la mayor parte de la sucesión. También en este caso se trata de diversos niveles con características mineralógicas y texturales distintas. Los afloramientos oscilan entre pasadas milimétricas y decenas de metros. En cartografía se han individualizado las masas mayores que pueden contener a su vez intercalaciones de gneises.

Son rocas de colores oscuros con tamaños de grano variable, loclamente con porfiroblastos de granate milimétricos.

En lámina delgada presentan texturas granonematoblásticas con prismas de anfíbol bien orientados y granates porfioblasticos, no presentes en todas las muestras. En ocasiones se desarrolla un bandeadío milimétrico con alternancias de lechos plagioclásicos, claros, y otros con anfíbol, diópsido y granate de color oscuro.

Los minerales principales son hornblenda de pleocroismo marrón, plagioclasa cálcica, granate y piroxeno monoclínido. Como minerales accesorios, no siempre presentes, hay cuarzo, esfena, opacos y biotita. Con frecuencia se ob-

servan procesos de retrogradación parcial con neoformación de hornblenda de pleocroismo verde-azulado, actinolita, biotita, clorita, sericita y epidota. Se aprecian habitualmente tres fases de deformación.

Los gneises anfibólicos son mineralógicamente intermedios entre las anfibolitas y gneises cuarzo-feldespáticos. Su textura es granoblástica-granonematooblástica. Su mineralogía es análoga a la de las anfibolitas con la incorporación de cuarzo y feldespato potásico como componentes mayoritarios y una menor cantidad de anfíbol.

Las anfibolitas son, en su mayor parte, ortoderivadas procedentes de coladas, pequeños cuerpos intrusivos subvolcánicos y materiales vulcanoclásticos.

Los gneises anfibólicos, por sus características mineralógicas, pueden derivar de sedimentos vulcanoclásticos híbridos con aporte ácido y básico.

1.1.1.1.3. Gneises leucocráticos. (43)

Son gneises de grano fino a medio, bastante homogéneos, de colores cremas y blanquecinos. Se diferencian de los gneises biotíticos de grano fino (45) por una relativa escasez de biotita y una mayor abundancia de moscovita en placas. Su textura y mineralogía cualitativa es semejante.

En los afloramientos se observan pasos graduales de unos gneises a otros o contactos netos.

También en este caso se supone que la roca original era de naturaleza volcánica o vulcanoclástica.

1.1.1.1.4. Diferenciados aplíticos y pegmatíticos. (40)

La sucesión de gneises y anfibolitas evidencia un proceso de metamorfismo regional polifásico que ha alcanzado las condiciones de grado alto con anatexia parcial de las rocas gneísticas.

Los materiales que se incluyen en este apartado son rocas leucocráticas, moscovíticas de grano fino o de grano grueso. Su textura es gneítica aunque poco evolucionada. Su mineralogía la componen cuarzo, feldespatos alcalinos y moscovita como elementos más abundantes. Los granates suelen ser frecuentes y la biotita escasa.

Estas rocas se han interpretado como diferenciados aplíticos y pegmatíticos de origen anatéctico gneisificados en etapas posteriores.

Estos afloramientos son comunes aunque de dimensiones reducidas, habiéndose reflejado en cartografía aquellos que alcanzan varios metros de grosor.

1.1.1.1.5. Gneises rosados de grano fino. (39)

Constituyen una litología minoritaria, son rocas de grano fino, muy homogéneas y leucocráticas. Su textura es granoblástica elongada con cuarzo y feldespatos como principales componentes y micas entre los accesorios.

1.1.1.1.6. Cuarcitas negras. (36)

En el apartado 1.1.1.1.10. se describe un tramo de gneises con frecuentes intercalaciones de cuarcitas negras que provisionalmente se incluyen en esta sucesión. Fuera de este tramo, las cuarcitas negras sólo se han encontrado en pequeños afloramientos decimétricos. En cartografía se han reflejado dos de éstos.

En lámina delgada son rocas de textura granoblástica con un bandedo marcado por la alternancia de niveles de cuarzo y otros donde se concentran grafito y opacos junto al cuarzo. Los niveles oscuros tienen una cristalidad netamente menor.

Estas cuarcitas se considera que representan antiguos sedimentos silíceos de origen químico-bioquímico formados en un medio enriquecido en sílice por el desarrollo de una actividad volcánica ácida.

1.1.1.1.7. Mármoles. (37)

En esta sucesión sólo se ha reconocido un afloramiento de escasa potencia dentro de anfibolitas. El mármol es de color grisáceo de grano fino con textura granoblástica de tendencia poligonal y compuesto por calcita y dolomita, remolita y talco accesorios. Presenta finos diferenciados granoblásticos, irregulares, subparalelos a la esquistosidad definida por el alargamiento de los blastos de carbonatos.

1.1.1.1.8. Zonas miloníticas. (42)

Una gran parte de los materiales de la sucesión de gneises y anfibolitas han sido, con posterioridad al metamorfismo regional polifásico, afectados por un metamorfismo dinámico también polifásico.

Las rocas cataclásticas se detectan preferentemente en afloramientos de gneises y se distribuyen en estrechos corredores discontinuos.

La principal fase dinámica conlleva la formación de rocas con esquistosidad de flujo cataclástico verticalizada.

Dependiendo de la intensidad de los procesos cataclásticos y de la neoformación-recristalización y también de la roca previa, se encuentran rocas clasificables como milonitas, ultramilonitas, gneises milonita y esquistos milonita.

La distribución de los corredores miloníticos no guarda ninguna relación con contactos litológicos o límites entre formaciones o dominios aunque se observa una mayor abundancia de rocas cataclásticas hacia la falla de Azuaga.

En cartografía, los corredores con este tipo de rocas se ha destacado con una trama sobreimpuesta a la litología original. Sólo se ha diferenciado cartográficamente un afloramiento de gneises milonita con porfiroclastos feldespáticos de varios milímetros a varios centímetros.

Las milonitas y ultramilonitas son rocas de grano fino y colores pardos con una cristalinidad aparentemente muy baja; suelen destacar pequeños porfiroclastos de feldespato y moscovita, en una mesostasis oscura de grano muy fino rica en biotita triturada.

Los gneises milonitas incluidos en los corredores miloníticos son de grano fino y medio de color marrón oscuro con porfiroclastos de feldespato en una mesostasis granolepidoblástica de cuarzo, feldespato granulado y biotita.

La mineralogía, en proporciones variables, de milonitas y ultramilonitas es semejante con porfiroclastos de cuarzo, feldespato, granates y moscovita y mesostasis con cuarzo, biotita, feldespato granulado y cantidades minoritarias de mica incolora y granate granulado. En un reducido número de muestras se encuentran silicatos de aluminio: distena y sillimanita.

Una de las muestras estudiadas corresponde a un esquisto milonita con porfiroclastos de distena, sillimanita, granate y moscovita. Los silicatos de aluminio están parcialmente moscovitizados con pequeños nódulos moscovíticos que engloban restos de silicatos de aluminio.

1.1.1.1.9. Gneises milonita. (41)

Al SE de Villalba de los Barros e inmediatamente al NE de la falla de Azuaga, se ha diferenciado en cartografía un cuerpo de gneises milonita con porfiroclastos de feldespato alcalino de varios milímetros a varios centímetros.

Se trata de gneises de tono oscuro que al microscopio presentan una marcada textura de tipo cataclástico. Los porfiroclastos son de feldespato alcalino, granate y moscovita y la mesostasis está recristalizada con orientación granolepidoblástica, sus principales componentes son cuarzo, biotita y feldespato granulado.

1.1.1.1.10. Gneises biotíticos-moscovíticos de grano fino. (49)

Al S y SE de Aceuchal se ha reconocido un conjunto monótono de gneises grisáceos con intercalaciones de cuarcitas negras, anfibolitas y mármoles. Este tramo no aflora en el tercio este de la Hoja y provisionalmente se consi-

dera como el techo de la sucesión de gneises y anfibolitas aunque en el sector de Aceuchal contacta con todos los puntos mecánicamente con anfibolitas o gneises característicos de la sucesión.

Estos gneises son muy micáceos con biotita y moscovita, su textura es grano-lepidoblástica con cuarzo, plagioclasa y micas como principales componentes. En origen podría tratarse de materiales vulcanoclásticos de pequeña granulometría.

El ortogneis de Aceuchal encaja en estos materiales.

1.1.1.1.11. Anfibolitas. (48)

Dentro de los gneises anteriores se han individualizado niveles decamétricos de anfibolitas de grano medio y color verde oscuro.

Su textura es granonematoblástica y sus principales componentes hornblendita verde y plagioclasa.

1.1.1.1.12. Cuarcitas negras. (47)

Constituyen afloramientos lenticulares de varios decímetros a varios metros. Son subconcordantes con la esquistosidad principal de los gneises y se distribuyen en varias alineaciones.

Al igual que en otras formaciones Precámbricas en Ossa Morena, las cuarcitas son bandeadas con niveles blancos ricos en cuarzo y otros oscuros, de menor cristalinidad, donde se concentran opacos, grafito, oligisto y pirlita.

1.1.1.1.13. Mármoles. (46)

Al E de Villalba de los Barros y dentro de los gneises, se ha cartografiado un afloramiento lenticular de mármoles de color blanco grisáceo aparentemente sin silicatos cárnicos.

1.1.1.2. Sucesión de esquistos moscovíticos

Al NE de la Sucesión de gneises y anfibolitas afloran en el sector centro-oriental de la Hoja una sucesión homogénea de esquistos micáceos muy moscovíticos, fuertemente microplegados y con abundantes porfiroblastos milimétricos de granate. Tienen colores marrones con frecuentes tonalidades rojizas.

Entre los esquistos, de manera ocasional, se intercalan niveles delgados de cuarcitas feldespáticas de colores blanquecinos y con menor frecuencia gneises de grano fino con granates.

Esta sucesión aflora en una banda con orientación NO-SE limitada por

dos contactos mecanizados, al SO contacta con la Sucesión de gneises y anfibolitas y al NE con una Sucesión de esquistos y metagrauvacas con anfibolitas y cuarcitas negras.

Esta sucesión ha sido denominada Formación de la Atalaya por CHACON (1.974).

A la altura de la carretera de Villafranca a Palomas, esta sucesión queda recubierta por materiales recientes aunque vuelve a aflorar más al NO en afloramientos de reducidas dimensiones y mala observación.

1.1.1.2.1. Esquistos moscovíticos. (51)

Como se ha indicado, es la litología predominante, son de grano fino y comprende desde micaesquistos con granate a esquistos cuarzofeldespáticos.

Su textura es granolepidoblástica, microplegada con numerosos porfiroblastos de granate.

Su mineralogía está dada por cuarzo, moscovita, biotita, granate y feldespatos. Turmalina, opacos, apatito, circón y esfena son los accesorios más significativos.

Hay evidencias de cuatro fases de deformación. Las dos primeras sinesquistosas y sinmetamórficas y las dos segundas de microplegado.

Los esquistos derivan de sedimentos cuarzo-pelíticos con abundante componente arcilloso potásico-alumínico.

La potencia resulta difícil de establecer al desconocerse con exactitud el techo y el muro de la sucesión y la superposición de las diversas fases de deformación, en cualquier caso, debe superar los cien metros.

1.1.1.2.2. Cuarcitas feldespáticas. (50)

Se encuentran como intercalaciones poco potentes en los micaesquistos. Son de grano fino, color blanco y suelen tener líneaciones muy marcadas.

Al microscopio tienen textura granoblástica o granolepidoblástica, en ocasiones con síntomas de cataclasis.

Los constituyentes mineralógicos esenciales son cuarzo, feldespatos y moscovita con proporciones subordinadas de biotita. Como minerales accesorios más comunes están opacos, esfena, apatito y circón.

Pueden reconocerse tres fases de deformación de las que las dos primeras son sinesquistosas y sinmetamórficas y la tercera de micropliegues.

Las rocas originales debieron ser arcosas de matriz sericíticoarcillosa.

1.1.1.2.3. Gneises de grano fino con granate. (52)

En las proximidades del arroyo Valdemedel se localiza un paquete hecto-

métrico de rocas cuarzo-feldespáticas de grano fino con un bandeados milimétrico. Son de colores grisáceos o blanquecinos con abundantes porfiroblastos de granate que pueden alcanzar tamaño centímetro.

Su textura es granolepidoblástica o granoblástica elongada, en ambos casos los porfiroblastos son de granate. Cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita, feldespato potásico y granate son los minerales principales. Como accesorios hay opacos, allanita, apatito y circón.

Se observan dos fases de deformación sinmetamórficas y sinesquistosis y una fase de micropliegues.

Por sus caracteres texturales y mineralógicos se considera que estos gneises provienen de antiguos niveles de rocas volcánicas porfídicas de matriz parcialmente vítreas, de composición dacítica-riolítica.

1.1.1.3. Sucesión de esquistos y metagrauvacas con anfibolitas y cuarcitas negras

En el cuadrante NE de la Hoja se encuentra una sucesión metapelítica-metagrauváquica caracterizada por la presencia de cuarcitas negras y algunas intercalaciones anfibólicas. Incluye rocas con grado metamórfico variable entre el grado bajo y el grado alto con desarrollo en la parte más baja del edificio metamórfico de un cuerpo granodiorítico de origen anatéctico. Esta sucesión contacta al SO con la Sucesión de esquistos moscovíticos descrita en el apartado 1.1.1.2. según una falla vertical.

Aflora en una banda de unos 10 km. de anchura que se extiende en dirección NO desde el borde E de la Hoja hasta quedar cubierta por los depósitos recientes de la Tierra de Barros. Donde la erosión ha denudado esta cobertura vuelven a aparecer afloramientos aislados que permiten suponer que esta sucesión se continúa lateralmente hasta pasar a la Hoja de Almendralejo.

Dentro de esta banda se diferencian dos zonas de fractura importantes, la primera de ellas cobija los materiales sedimentarios y volcánicos de edad Carbonífera de la cuenca del río Matachel y la segunda, inmediatamente al N de la granodiorita anatéctica, coincide con un corredor milonítico donde llegan a aflorar gneises milonita, anfibolitas y gneises de grano fino de la sucesión de gneises y anfibolitas descritos en el apartado 1.1.1.1. En relación con la cuenca Carbonífera se encuentra también un stock alargado de granito subvolcánico con un cortejo de diques porfídicos.

Al N la sucesión de esquistos y metagrauvacas contacta mecánicamente con metaarcosas muy tectonizadas que se atribuyen a la base del Ordovícico.

1.1.1.3.1. Ortogneis migmatítico. (55)

Constituye un cuerpo bastante homogéneo en su zona central que englo-

ba restos de anfibolitas, rocas de silicatos cárnicos y rocas de origen metapelítico y metagrauváquico.

Su composición es granodiorítica con cuarzo, plagioclasa, biotita de pleocroismo marrón-rojizo, moscovita más escasa que la biotita y granates. En las zonas menos afectadas por las últimas deformaciones la textura es granular que pasa progresivamente a ser gneísica.

En afloramiento es una roca de color pardo con porfiroclastos de varios milímetros en una mesostasis cuarzo-micácea.

En las proximidades del corredor milonítico que limita el ortogneis por el NE, la textura es milonítica con porfiroblastos redondeados en una mesostasis granolepidoblástica.

Localmente se observan estructuras ptigmáticas, estromáticas y bandeadas aunque en la mayor parte de los afloramientos, por lo evolucionado de la roca, no se conocen restos de la historia tectonometamórfica previa a la anatexia. Se considera que este ortogneis procede del metamorfismo progresivo de la sucesión de metapelitas y metagrauvacas con aportes volcánicos, que ha alcanzado condiciones anatécticas, con desarrollo de granitoides anatécticos, gneisificados posteriormente.

1.1.1.3.2. Aplitoides y pegmatoides gneisificados. (53)

Estas rocas se asocian al ortogneis granodiorítico y se consideran originales igualmente por anatexia.

Se encuentran como antiguos diques o pequeñas intrusiones de colores claros y tamaño de grano variable de fino a grueso. Su textura es gneísica con porfiroclastos de feldespato y moscovita deformados, en una mesostasis rica en cuarzo granoblástico con bordes irregulares.

Como minerales principales hay cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa sódica y moscovita. Algunos cuerpos contienen granate.

1.1.1.3.3. Rocas de silicatos cárnicos. (54)

Dentro del ortogneis granodiorítico se localiza un pequeño afloramiento de una roca de silicatos cárnicos, bandeadas en la que alternan lechos ricos en granate con otros de piroxeno, carbonato y epidota.

La textura es granoblástica de grano medio-grueso con granate cárlico poikiloblástico con bordes birrefringentes, diópsido y calcita. Como accesorios hay epidota, cuarzo, opacos, biotita, esfena y apatito.

Estas rocas derivan de sedimentos carbonatados calizo-dolomíticos impuros.

Por sus condiciones de yacimiento y litologías asociadas, el ortogneis granodiorítico es semejante a la granodiorita de Monasterio pero en este caso

está ausente la zona con migmatitas por lo que se considera al ortogneis como un cuerpo paraautóctono.

1.1.1.3.4. Esquistos y metagrauvacas. (60)

Son las rocas dominantes de esta sucesión con colores marrones o verdosos que engloban términos de metagrauvacas biotíticas, esquistos biotíticos y esquistos moscovíticos.

Las texturas son esquistosas de granolepidoblásticas a blastopsamíticas con frecuencia microplegadas. La mineralogía está constituida por cuarzo, plagioclasa, biotita de pleocroismo variable y moscovita como minerales principales. Opacos, esfena, circón, turmalina, grafito, apatito y feldespato potásico son accesorios.

Se reconocen tres fases de deformación, las dos primeras sinesquistosas y sinmetamórficas y la tercera causante de micropliegues suaves.

Tanto los esquistos como las metagrauvacas muestran diferenciados de cuarzo de varias etapas o de cuarzo y plagioclasa.

Este conjunto litológico procede de una serie de aportes vulcanoclásticos y materia orgánica. A escala regional es correlacionable con las sucesiones de Tentudía y/o Montemolín. Su edad según datos de acritarcos de las hojas limítrofes, es Rifeense.

En cuanto a su grado metamórfico y siguiendo los criterios aplicados por ARRIOLA et. al. (en prensa) en las hojas de Monesterio y Fuente de Cantos se puede afirmar que están representados el grado bajo, medio y alto.

1.1.1.3.5. Cuarcitas negras. (59)

Son rocas de color negro, de fractura concoide que muestran habitualmente un bandeadío milimétrico originado por la distinta abundancia de grafito de unos lechos a otros. Ocionalmente tienen intercalados niveles decítmétricos de rocas carbonatadas y asociados esquistos negros muy grafitosos.

Son cuerpos tabulares de potencia métrica que pueden tener longitudes de centenares de metros. Desarrollan con gran facilidad micropliegues muy apretados y estructuras de transposición.

Su textura es granoblástica elongada con cristalinidad sensiblemente inferior en los niveles ricos en opacos debido al papel inhibidor del grafito.

La mineralogía es simple con cuarzo y cantidades accesorias de opacos, grafito y micas. Algunas muestras tienen cantidades variables de plagioclasa, moscovita, biotita, feldespato potásico, apatito y granate. Esto parece ser consecuencia de la existencia de aportes detríticos mientras se produjo la precipitación de la sílice.

En lámina delgada es difícil observar más de dos fases de deformación,

pero en los afloramientos se reconocen al menos tres fases.

Como ya se ha apuntado este tipo de rocas procede de la transformación de sedimentos de origen químico-bioquímico.

1.1.1.3.6. Cuarcitas blancas. (58)

Estas rocas sólo aparecen en el ángulo nororiental de la Hoja, en bancos decamétricos, en estrecha relación con las cuarcitas negras. Son semejantes a las cuarcitas negras aunque con escasa cantidad de grafito y opacos.

Su textura y estructuración es análoga a la de las cuarcitas negras. Con carácter tardío se observa una brechificación con removilización de cuarzo y óxidos.

1.1.1.3.7. Anfibolitas. (57)

Dentro de esta Hoja están mal representadas, no obstante en la Hoja de Hornachos existen afloramientos abundantes y de gran extensión.

Sus rocas de color verde, grano fino, que suelen desarrollar un bandeados milimétrico composicional. En lámina delgada tienen textura granonemato-blástica, con frecuencia microplegada, con diferenciados granoblásticos.

Un anfíbol de pleocroismo verde-azulado (hornblenda verde-actinolita) y plagioclasa, en general sericitizada, constituyen la mayor parte de la roca. En proporciones variables, aunque normalmente pequeñas, se observan cuarzo, escapolitas, opacos, esfena, feldespato potásico y epidota.

Habida cuenta de la textura y mineralogía estas rocas deben ser el resultado de metamorfismo de materiales básicos: coladas o tobas interestratificadas.

1.1.1.3.8. Gneises. (56)

Son escasos y corresponden a lechos métricos, excepcionalmente decamétricos, intercalados entre esquistos y metagrauvacas. Son de color blanco amarillento y grado fino, de textura gneísica con mesostasis granolepidoblástica elongada que engloba a porfirocristales de feldespato. Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa sódica y granate escaso.

Aunque algunas de estas rocas, próximas al ortogneis migmatítico podrían representar diferenciados anatécticos, la mayor parte son antiguas coladas de composición ácida intercaladas en la sucesión.

1.1.2. DOMINIO DE SIERRA ALBARRANA

En la transversal de la Hoja de Villafranca los materiales del Dominio de

Sierra Albarrana afloran en una estrecha banda, de 1,5 km. entre las fallas de Azuaga y Malcocinado.

De las diversas formaciones representadas en este Dominio (GARROTE 1.976 y GARROTE et. al. en prensa) sólo están representadas una sucesión de esquistos moscovíticos y un conjunto de filitas y metagrauvacas.

1.1.2.1. Esquistos moscovíticos

Estos materiales se encuentran inmediatamente al S de la falla de Azuaga, al E de la carretera de Villafranca a Sevilla, no aflorando en la continuación del Dominio hacia el W.

Son esquistos moscovíticos con finas intercalaciones de cuarcitas feldespáticas y cuerpos pegmatíticos deformados.

A escala regional son correlacionables con el tramo de Albariza (DELGADO-QUESADA, 1.971) y con los esquistos Montesina y Bembézar (GARROTE, en prensa).

1.1.2.1.1. Micaesquistos. (27)

Son rocas de color marrón, muy recristalizadas y fuertemente moscovíticas. Contienen proporciones variables de feldespatos y localmente silicatos de aluminio.

La textura es granolepidoblástica, microplegada, con pequeños porfiroblastos de biotita y granate. La mineralogía la componen en proporciones variables cuarzo, moscovita, biotita, granate y plagioclasa. En este área el único silicato de aluminio encontrado es fibrolita, en escasa cantidad. Otros accesorios son opacos, círcón, turmalina y apatito.

1.1.2.1.2. Pegmatitas deformadas. (26)

En relación con los micaesquistos de mayor metamorfismo (parte de más alta temperatura del grado medio) se encuentran masas de potencia decimétrica y métrica de pegmatitas cuarzofeldespáticas compuestas por cuarzo, feldespato potásico, albita, moscovita y turmalina.

Estas pegmatitas han sido deformadas y presentan una textura gneísica poco evolucionada.

En el área de Sierra Albarrana pegmatitas semejantes han sido interpretadas como diferenciados de origen anatéctico emplazadas en áreas anatécticas y perianatécticas (GARROTE et. al., 1.980)

1.1.2.1.3. Cuarcitas feldespáticas. (25)

El aumento en la proporción de cuarzo y feldespatos y la simultánea disminución de la cantidad de mica conlleva la aparición de rocas leucocráticas de textura granoblástica elongada clasificables como cuarcitas feldespáticas y/o gneises de grano fino.

En cartografía se han reflejado algunos niveles métricos de esta composición aunque son habituales las intercalaciones centimétricas en los micaesquistos.

En conjunto esta sucesión deriva de una serie cuarzo-pelítica con abundante fracción arcilloso-alumínica.

1.1.2.2. Filitas y metagrauvacas. (29)

Constituyen una monótona formación en la cual alternan niveles milimétricos de origen metapelítico con otros grauvácicos.

Estos materiales son atribuibles a la Formación Azuaga (DELGADO-QUESADA, 1.971) y su edad según los resultados del estudio de acritarcos recogidos en el sector de Azuaga es Rifeense.

Las texturas son esquistosas, lepidoblásticas en las filitas y blastopsamíticas en las grauvacas, con frecuentes estructuras de transposición que llegan a individualizar cuerpos arenosos.

La mineralogía de las filitas es cuarzo, mica incolora, clorita y biotita verde-marrón con cantidades menores de rutilo, circón, opacos y turmalina. Las metagrauvacas se caracterizan por el aumento de la cantidad de cuarzo, la relativa abundancia de plagioclasas y la disminución de los filosilicatos; los minerales accesorios son asimismo más abundantes en los niveles areníticos.

Localmente aparecen pequeños porfiroblastos de biotita. En este área la Formación Azuaga está afectada por un metamorfismo de grado muy bajo y bajo; hacia el SE, dentro de este Dominio, la misma formación alcanza condiciones de grado medio con desarrollo de granate, estaurolita y andalucita, dentro de las Hojas de Usagre, Azuaga y Guadalcanal.

1.1.2.3. Rocas miloníticas. (28)

Dentro de la Formación Azuaga se ha localizado un corredor de ultramilonitas en el contacto entre los materiales Carboníferos del arroyo Hondo y las filitas y metagrauvacas.

Estas ultramilonitas son rocas de grano muy fino, esquistosas con escasos porfiroclastos de muy pequeño tamaño en una matriz sumamente fina. Los porfiroclastos son de cuarzo, moscovita muy deformada y en una muestra de granates redondeados. La mesostasis está nutrida de cuarzo finísimamente

granulado y micas igualmente trituradas.

La aparición de porfiroclastos de granate viene a indicar que en niveles más profundos que los aflorantes los materiales de la Formación de Azuaga deben tener metamorfismo mayor al igual que en las áreas aludidas en el apartado 1.1.2.2.

1.1.3. DOMINIO DE ZAFRA-MONESTERIO

Al SW de la falla de Malcycinado se encuentran materiales de la sucesión de Tentudía con las características reconocidas en el área de Monasterio-Fuente de Cantos y una sucesión de metatobas, esencialmente andesíticas semejantes a ciertos tramos de la Formación Malcycinado (FRICKE, 1.941). Estas metatobas presentan intercalaciones de conglomerados poligénicos de clastos ígneos al igual que la Formación Malcycinado; sin embargo, aunque en la Formación Malcycinado se han citado niveles carbonatados, no se conocen intercalaciones tan potentes como el que aflora al E de Fuente del Maestre en la alineación Sierra Rubio-Cerro San Jorge. Intercalaciones de esta potencia se conocen en otras formaciones vulcanoclásticas existentes en Guadalcanal y Llerena, pero en un conjunto de tobas serícitas de procedencia ácida (Formación Loma del Aire, GARROTE, en prensa).

1.1.3.1. Sucesión de Tentudía

Aflora al SO de la Hoja en dos bandas paralelas en los flancos de un anti-forme que alberga la sucesión de metatobas y mármoles.

Al N contacta mecánicamente con los materiales Precámbricos y Carboníferos del Dominio de Sierra Albarrena. El contacto S es igualmente mecánico, con los materiales de la Formación Torreárboles.

La sucesión de Tentudía la componen esencialmente metapelitas y metagrauvacas, con claras evidencias de aportes vulcanoclásticos, con niveles de desigual potencia y continuidad de cuarcitas negras, mármoles y metadiabásas.

1.1.3.1.1. Esquistos, filitas, metagrauvacas y metatobas. (12)

Todas ellas son rocas de colores oscuros, esquistosas y entre las que se observan pasos transicionales.

Las texturas varían de granolepidoblásticas a blastopsamíticas y porfioblásticas. Su mineralogía cualitativa es cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita, clorita y cuarzo; con opacos, apatito, turmalina y grafito minoritarios. El cuarzo y sobre todo la plagioclasa se encuentran como porfiroclastos más o menos abundantes. Son comunes los diferenciados granoblásticos de cuarzo.

Hay evidencias de tres fases de deformación, las dos primeras sinesquistosas y simmetamórficas, ligeramente oblicuas. La tercera es de micropliegues suaves sin esquistosidad ni blastesis.

El metamorfismo regional es de grado bajo alcanzándose la zona de biotita con pleocroismo marrón.

1.1.3.1.2. Cuarcitas negras. (11)

Se localizan fundamentalmente en la banda más meridional, en niveles que oscilan desde centimétricos a métricos y siempre de escasa continuidad lateral.

Su mineralogía es simple, con cuarzo granoblástico heterogranular y grafito y oligisto como minerales principales que definen el bandeado, y moscovita, biotita, plagioclasa, apatito, clorita y feldespato potásico escasos.

Hay evidencias claras de dos fases de deformación, la primera marcada por el bandeado litológico y la segunda con recristalización del cuarzo oblicua a dicho bandeado.

Las cuarcitas negras son el resultado del metamorfismo de sedimentos silíceos de origen químico-bioquímico en formaciones vulcanosedimentarias.

1.1.3.1.3. Mármoles. (10)

Los niveles carbonatados son de potencia reducida, aunque con frecuencia superior a la de las cuarcitas, a las que se suelen asociar. Su continuidad lateral es igualmente escasa.

Proceden de sedimentos carbonatados con diversas proporciones de impurezas detríticas. Su textura es granoblástica heterogranular con calcita y contenidos variables de cuarzo, moscovita detrítica y óxidos, siempre minoritarios.

Se suele reconocer una esquistosidad definida por el alargamiento de los clastos de carbonato y fracturas tardías, de varias generaciones, con relleno carbonatado de diferentes tamaños de grano.

1.1.3.1.4. Metadiabasas. (9)

Son lechos de rocas básicas, concordantes con los esquistos y metagrauvañas y que han sido metamorfizados junto con éstos. Sus afloramientos son tabulares de reducida potencia y desigual continuidad.

Al microscopio presentan texturas blastoofíticas con anfíbol actinolítico y plagioclásas sausuritzadas. Otros minerales son opacos, biotita, clorita y epidota.

1.1.3.2. Metatobas con niveles de mármoles

Esta formación, como ya ha sido expuesto, presenta semejanzas litológicas con la Formación Malcocinado.

Su edad, al situarse a techo de la sucesión de Tentudía, debe ser Rifeense superior-Vendiense.

Se extiende de SE a NO desde el límite S de la Hoja hasta las proximidades del borde W. Al N contacta mecánicamente con la sucesión de Tentudía y al S el contacto parece ser subconcordante.

1.1.3.2.1. Metatobas. (15)

Son rocas de colores verdosos o blanquecinos, de textura esquistosa, blastoporfídica o porfioclástica con mesostasis granolepidoblástica.

Las metatobas verdosas están formadas por plagioclasa como porfiroclastos y clorita como principal componente de la mesostasis. En cantidades menores hay opacos, cuarzo, esfena, turmalina, calcita y mica incolora. Habitualmente se observa una fase de deformación sinesquistosa y sinmetamórfica y otra de micropliegue. El metamorfismo es de grado muy bajo en el tránsito al grado bajo.

Las metatobas de tonos más claros contienen una mayor cantidad de cuarzo y de mica incolora, y representan términos compositionales de tendencia ácida.

1.1.3.2.2. Mármoles. (14)

Afloran en niveles métricos a decamétricos y extensamente en la alineación Sierra Rubio-Cerro San Jorge. Se interestratifican con las metatobas con tipos litológicos intermedios.

Texturalmente son rocas granoblásticas, con intercalaciones granolepidoblásticas y bandeados milimétricos. La calcita en blastos de bordes rectilíneos es en todas las muestras el principal componente. El cuarzo en granos redondeados, la moscovita concentrada en niveles detríticos y biotita verdosa, no siempre presente, son frecuentes. Como accesorios se pueden citar opacos, plagioclasa, esfena y turmalina.

En todas las muestras hay evidencias de una fase esquistosa con blastesis sintectónica y otra fase posterior con micropliegues.

El metamorfismo, al igual que en las metatobas, es de grado muy bajo en tránsito al grado bajo.

1.1.3.2.3. Metaconglomerados. (13)

Constituyen niveles métricos de escasa continuidad lateral. Los clastos, desigualmente redondeados, son de rocas ígneas y la matriz tobácea.

1.2. PALEOZOICO

Se han reconocido materiales Paleozóicos en los tres dominios diferenciados. En el Dominio de Valencia de las Torres hay pequeños afloramientos de probable edad Ordovícica y una cuenca Carbonífera, con importante participación volcánica, atribuible al Carbonífero inferior.

En el Dominio de Sierra Albarrana hay restos de Carbonífero directamente sobre la Formación Azuaga; y en el Dominio de Zafra-Monesterio, materiales Cárnicos y quizás del Vendiente y materiales Carboníferos de edad Viseense-Namuriense.

1.2.1. DOMINIO DE VALENCIA DE LAS TORRES

Se incluyen provisionalmente en este Dominio los reducidos afloramientos del vértice NE de la Hoja y la continuación de la cuenca Carbonífera del Matachel.

1.2.1.1. Metaarcosas. (61)

Afloran únicamente en una zona de fractura entre materiales de la Formación Tentudía y filitas grises.

Por los datos suministrados por la cartografía de la Hoja de Hornachos, se sabe que estas arcosas son discordantes sobre la sucesión Tentudía. Su edad, no confirmada paleontológicamente, puede ser Ordovícico.

El afloramiento cartografiado es de rocas blanquecinas muy tectonizadas con texturas blastopsámicas, esquistosas y con evidencias cataclásticas. Su mineralogía la componen cuarzo, plagioclase y mica incolora.

1.2.1.2. Filitas grises. (62)

El vértice NE de la Hoja está ocupado por un reducido afloramiento de filitas grises en contacto mecánico con metaarcosas. La edad de estos materiales no es conocida aunque pudieran ser términos Ordovícicos o Silúricos.

Su mineralogía la forman cuarzo, mica incolora y grafito con textura granolepidoblástica.

1.2.1.3. Carbonífero

Los materiales de esta edad se encuentran en una fosa flanqueada por la sucesión Tentudía. Constituyen una estrecha banda que desde el borde E de la Hoja se prolonga hacia el NO hasta quedar recubierta por los materiales recientes.

La secuencia aflorante comprende, de muro a techo, pizarras grises-azuladas (más de 50 metros), un nivel conglomerático (1 o 2 metros), tobas verdosas (50 metros) y un potente paquete riolítico.

Todo este conjunto se encuentra atravesado por diques ácidos relacionados con un stock granítico aflorante al S de la cuenca.

1.2.1.3.1. Pizarras. (66)

Son de colores grises y azulados, de grano muy fino, esquistosas y con mica incolora y clorita como principales componentes. Muestran niveles areníticos, de grano fino y de espesor variable, de varios milímetros a 2 centímetros.

1.2.1.3.2. Conglomerados. (65)

Sobre las pizarras y de forma discontinua existe un conglomerado poligénico de potencia métrica con clastos de cuarzo, metapelitas, cuarcitas negras y rocas volcánicas entre otros. El tamaño de los cantos varía de milimétricos a centimétricos.

1.2.1.3.3. Tobas. (64)

Son rocas de color verdoso y textura blastoporfídica esquistosa.

Mineralógicamente contienen plagioclasas en porfiroclastos y en la matriz, cuarzo, biotita, clorita, feldespato potásico escaso y formas atribuibles a anfíbol totalmente sustituidas. Entre los componentes escasos hay apatito, esfena y opacos.

Las tobas han sufrido una fase de deformación sinesquistosa en la cual los componentes vítreos sufren desvitrificación.

1.2.1.3.4. Riolitas. (63)

La secuencia Carbonífera culmina en este área con una importante emisión de vulcanismo ácido riolítico. Al igual que el resto de los materiales, las vulcanitas están esquistosadas y deformadas.

El estudio microscópico permite reconocer restos de texturas fluidales,

vacuolares y orbiculares. Al igual que en las tobas, durante la deformación si-nesquistosa, se produce desvitrificación de la primitiva matriz vítreo con neo-formación de un agregado de grano muy fino de cuarzo, clorita, sericitia y fel-despatio potásico.

1.2.2. DOMINIO DE SIERRA ALBARRANA

Dentro de este Dominio, en el borde O de la Hoja, se ha cartografiado un conjunto de pizarras, conglomerados y tobas atribuibles al Carbonífero. Estos materiales afloran en una zona fracturada, incluso con ultramilonitas, aunque algunos retazos de tobas se sitúan en discordancia sobre filitas y metagrauva-cas de la Formación Azuaga.

1.2.2.1. Carbonífero

No se dispone de ningún criterio paleontológico que ratifique esta asigna-ción de edad. Se asigna esta edad por semejanzas litológicas con materiales Carboníferos datados.

La secuencia comprende pizarras oscuras, intercalaciones métricas de conglomerados poligénicos y tobas básicas con carbonatos.

1.2.2.1.1. Pizarras. (32)

Constituyen la litología dominante, son de color negro y fuertemente es-quistas. Sus afloramientos están parcialmente recubiertos por sedimentos Cuaternarios.

1.2.2.1.2. Conglomerados. (31)

En niveles de escasa continuidad intercalados entre las pizarras, contienen clastos, en general bien redondeados de pizarras, cuarcitas negras, rocas meta-mórficas y rocas volcánicas. Se identifican aportes procedentes de: Formación Azuaga, Sucesión Tentudía, Formación Torreárboles y de otros materiales Carboníferos.

En los clastos metamórficos se reconocen con facilidad dos fases de de-formación.

1.2.2.1.3. Tobas y calizas. (30)

Constituyen afloramientos reducidos de colores verdosos con niveles car-bonatados irregulares.

Su textura es brechoide con fragmentos porfídico fluidales de matriz vítreo, posteriormente alterada y desvitrificada.

Los minerales más abundantes son plagioclasa albítica, clorita procedente de los melanocratos originales y calcita, esencialmente en el relleno de fracturas. También se encuentran epidota, esfena-leucoxeno, sericitas y óxidos.

1.2.3. DOMINIO DE ZAFRA-MONESTERIO

En este Dominio afloran sedimentos correlacionables con la Formación Torreárboles del N de Córdoba y las capas de Tambor y Campoalla del N de Sevilla. La Formación Torreárboles, según los datos regionales, comprende materiales del Ovetense y del Vendiente. El límite Precámbrico-Cámbrico no está definitivamente establecido pero se sitúa con cierta verosimilitud en el tramo inferior de esta formación.

A pesar de que parte de sus materiales sean Precámbricos, en esta memoria se ha optado por describir toda la formación dentro de este apartado.

También afloran en los límites de la Hoja unos centenares de metros cuadrados de la unidad de Alconera de carácter pizarroso y de edad Cámbrico medio así como una transversal de la cuenca de los Santos de Maimona.

1.2.3.1. Formación Torreárboles

Forma una estrecha banda alargada de unos 6 km.² de extensión, limitada al SO y NE por dos contactos mecánicos que la separan respectivamente de la sucesión Tentudía y de los materiales Carboníferos.

Al igual que en otras áreas se pueden diferenciar dos miembros el inferior de metaarcosas y metagrauvacas y el superior de pizarras y grauvacas con intercalaciones carbonatadas al techo.

1.2.3.1.1. Miembro inferior (metaarcosas y metagrauvacas). (16)

Está constituido por una sucesión arenosa de colores claros con cuarzo y plagioclasa en granos redondeados, en una matriz sericítica. Además hay turmalina, esfena, opacos, circón y óxidos. Las texturas son blastopsamíticas y la sericitas define una esquistosidad. El metamorfismo regional es de grado muy bajo.

Se pueden observar laminaciones cruzadas y paralelas así como granoclásificaciones. Son características las concentraciones lamineares de oligisto.

Aunque poco frecuentes hay niveles lutíticos, milimétricos y centimétricos, que se intercalan en los bancos decimétricos de arenas.

La potencia de este miembro es, al menos, de 350 metros.

1.2.3.1.2. Miembro superior (pizarras y grauvacas, calizas). (18,17)

Comprende una sucesión detrítico-carbonatada que se sitúa en tránsito gradual sobre el miembro inferior. Hacia la base está formado por metagrauvacas y pizarras y hacia el techo aparecen niveles métricos lentejonares de calizas tableadas.

El límite entre los dos miembros se ha hecho coincidir con las primeras apariciones de niveles pizarrosos frecuentes.

Las metagrauvacas tienen características semejantes a las del miembro inferior con la salvedad de que pueden presentar carbonatos. Los niveles pizarrosos son esquistosos y están compuestos por cuarzo y sericita.

Las calizas son de colores verdes azulados en intercalaciones métricas y una continuidad de hasta 100 metros. Al techo del tramo se ha cartografiado un paquete de potencia superior. En todos los casos las calizas contienen intercalaciones pizarrosas.

En conjunto, este miembro tiene una potencia de unos 200 m. y el metamorfismo que presenta es de grado muy bajo.

1.2.3.2. Cámbrico medio. (19)

El vértice SO de la Hoja coincide con una zona de fractura que pone en contacto materiales pizarrosos, del Cámbrico medio, de la unidad de Alcônera con materiales Carboníferos.

Una muestra recogida en este afloramiento presenta textura esquistosa brechificada con cuarzo y sericita de grano muy fino y diferentes etapas de relleno hidrotermal con cuarzo, sericita, óxidos y pirita oxidada.

1.2.3.3. Carbonífero

En el Dominio de Zafra-Monesterio está representado por la cuenca de los Santos de Maimona, que se extiende, desde las proximidades de esta localidad, hacia el NO, a través de las Hojas de Zafra, Villafranca de los Barros y Barcarrota, según una franja de una anchura de 3-4 km. Los materiales aflorantes en la Hoja de Villafranca se sitúan por encima del primer horizonte de calizas arrecifales descrito en la Hoja de Zafra. Se han datado en este área (ODRIOZOLA et. al. 1.980) como Viseense Superior-Namuriense A, en base a datos de flora y fauna (braquiópodos, lamelibranquios, tetracoralarios, ostrácodos, etc.)

Un corte en el río Guadajira pone de manifiesto la siguiente secuencia en la transversal de esta Hoja: pizarras y areniscas en la base y episodios volcánicos explosivos a techo, con intercalaciones de calizas, conglomerados y coladas basálticas en toda la serie.

1.2.3.3.1. Pizarras y areniscas. (24)

Se disponen en una alternancia de bancos centimétricos incluso decimétricos de colores oscuros, localmente con abundantes óxidos y con finos niveles carbonosos con restos de flora mal conservada.

Las pizarras tienen textura esquistosa-blastopelítica con cuarzo, plagioclásas, sericita, carbonato, micas, opacos y óxidos. Se observa una sola esquistosidad y en algunos casos los clastos de cuarzo y plagioclasa indican procedencia volcánica.

Las areniscas son de composición variable entre arcosas y grauvacas, más abundantes éstas últimas. Su textura es blastopsamítica con esquistosidad poco desarrollada. Los clastos son de cuarzo, plagioclasa, micas, opacos, circón y apatito en una matriz serícítica.

También se han observado fragmentos de vidrio volcánico.

Entre las estructuras sedimentarias se han reconocido laminaciones cruzadas, granoclasificaciones, huellas de carga y de corriente.

1.2.3.3.2. Tobas. (23)

A techo del conjunto pelítico-arenoso se encuentra un episodio de vulcanismo explosivo de naturaleza ácida con intercalaciones pelíticas y carbonatadas.

Las rocas piroclásticas son tobas de coloraciones claras y localmente aglomerados. Su mineralogía está compuesta por cuarzo, plagioclásas sericitizadas, clorita, sericita y carbonatos. Son mayoritariamente tobas cristalinas pero también se han reconocido tobas vítreas formadas por esquirlas de vidrio alterado y desvitrificado.

Aunque menos abundantes, hay niveles de tobas básicas con piroclastos de plagioclasa y piroxeno y tobas híbridas con aportes ácidos y/o básicos y/o detríticos.

1.2.3.3.3. Calizas. (22)

A diferentes alturas en la serie aparecen bancos calcáreos grises lentejones, poco potentes y con abundantes restos fósiles, principalmente braquiópodos y coralarios.

Una descripción detallada sobre la paleontología y petrografía de estas calizas se encuentra en la memoria de la Hoja de Zafra.

1.2.3.3.4. Conglomerados. (21)

Se encuentran en niveles decimétricos y métricos con cantos centimétricos

cos, redondeados. Entre los clastos se han reconocido rocas metamórficas, cuarcitas negras, pizarras, tobas, rocas plutónicas y rocas volcánicas.

1.2.3.3.5. Vulcanitas básicas. (20)

El vulcanismo básico está representado por la presencia esporádica de coladas interestratificadas de basaltos de grano muy fino y color oscuro. Su textura es porfídica fluidal, localmente brechificada y sus componentes minerales: plagioclasa, piroxeno alterado a biotita y clorita, opacos y productos de alteración.

Al igual que el resto de los materiales Carboníferos, los basaltos están deformados con una esquistosidad poco penetrativa que afecta a la S de flujo.

La potencia de la secuencia Carbonífera aflorante es del orden de 150 m.

1.3. TERCARIO. (67)

En el borde N de la Hoja se localizan tres áreas con sedimentos claramente distintos de los hasta aquí descritos, que han sido atribuidos por su facies y posición estratigráfica al Mioceno.

Estas tres zonas son El Aceuchal, el S de Almendralejo y la confluencia de los valles de los Arroyos de Bonhabal y Valdespino, a lo largo de la carretera de Almendralejo al Cortijo del Piojo. Las características litológicas son similares en todos los afloramientos por lo que se consideran todos ellos como pertenecientes a una misma unidad. Las condiciones de estudio son medianas por la pobreza de afloramientos, más abundantes al N, en la Hoja de Almendralejo.

Los depósitos están constituidos por secuencias de 4-5 m. de potencia que comienzan con un término conglomerático de espesor variable que se apoya discordante y erosivamente sobre la secuencia anterior o sobre el substrato preterciario. Hacia arriba se pasa a facies más arenosas y limosas con niveles microconglomeráticos, todo ello con laminación cruzada en surco.

Los conglomerados basales tienen un espectro litológico en el que predominan los cantos de cuarcita y cuarzo, encontrándose también gneises, pizarras, anfibolitas, etc. Los clastos son angulosos a subangulosos, con centímetro de unos 15 cms. y tamaño medio de 6-7 cms.

La matriz es arenosa y microconglomerática y en ella predomina el cuarzo. No existe cemento. La superficie erosiva basal así como otras superficies internas son bastante planas con surcos de menos de 50 cms. de profundidad que en El Aceuchal dan direcciones en torno a N160°E y NNE-SSW en el Este.

Los niveles arenosos superiores presentan laminación cruzada planar muy tendida, con láminas de 4-6 cms., siendo frecuentes en estas áreas niveles con-

glomeráticos de pocos centímetros, con clastos de menos de 2 cms. En otros puntos con granulometría mayor, se observan laminaciones en surco. Hacia el N, fuera de la Hoja aumentan los porcentajes de límos y arcillas que aquí son poco abundantes.

La superficie basal es poco inclinada. Los afloramientos más meridionales están a un cota de unos 420 m. y en el borde N a 360-350 m. es decir con una pendiente promedio del orden del 1 %. Transversalmente se observa la presencia de dos zonas deprimidas separadas por otra elevada que sigue un trazado NNE-SSW desde la Sierra Rubio (extremo occidental de la Sierra de los Santos) hasta el E de Almendralejo y coincide con la actual divisoria de aguas de las cuencas de los ríos Guadalajara y Matachel (fig. 1).

No se han encontrado restos fósiles y, con criterios regionales, por comparación con la denominada "Tierra de Barros" de la cual representan las facies más de borde de cuenca, se atribuyen al Vindoboniense (Mioceno Superior) (ROSSO DE LUNA Y HERNANDEZ PACHECO, 1.956, HERRANZ et alt. 1.973, VAZQUEZ y FERNANDEZ 1.976, ODRIEZOLA et alt. en prensa).

1.4. PLIOCUATERNARIO Y CUATERNARIO

1.4.1. PLIOCUATERNARIO. (68)

En el ámbito de este estudio los depósitos de esta edad ocupan el área central de la Hoja y están ampliamente desarrollados si bien con escasa potencia. Están relacionados con dos extensas superficies la primera de las cuales es continuación de la citada en la vertiente Norte de la Sierra de los Santos, en la Hoja de Zafra (nº 854). Se enraiza en la base de esta Sierra en cotas próximas a los 500 m. de altitud y se desarrolla hacia el N con una pendiente media del 0,8 %, algo más suave al N, en las proximidades de Almendralejo en la cota de 380 m. Puesto que el río Guadiana, en Mérida tiene una cota algo superior a los 200 m., la altura relativa es de unos 175 m. en el borde N de la Hoja.

La segunda superficie se encaja unos 15-20 m. en ésta siguiendo un contacto casi E-W un poco al N de Villafranca de los Barros, sobre la curva de nivel de 400 m. y N-S hacia el W. Está igualmente inclinada al N con una pendiente inferior a 0,5 % y dentro de la Hoja, alcanza cotas en torno a los 360 m. La vertiente de enlace con la superficie anterior es muy suave, en torno al 1,5-2 % probablemente por estar degradada y existir un cierto derrame, por lo que los límites son difícilmente precisables. Lo contrario ocurre en los alrededores de la Casa de los Gramadales al W de la carretera N-630 donde el encajamiento es claramente observable.

Sobre ambos existe un depósito carbonatado, constituido por una costra caliza de tipo zonal bien desarrollada (dalle), con potencia siempre inferior a 1 m. La parte superior tiene, en campo, aspecto tableado de láminas compac-

tas de 1-5 cms. discontinuas lateralmente. Hacia abajo predominan los carbonatos pulverulentos. Por debajo de la costra, el sustrato, generalmente paleozoico o precámbrico, está profundamente alterado por procesos de hidromorfismo contemporáneos con el proceso de formación de la costra (suelos tipo "gley" o "seudo gley"). El porcentaje de carbonatos disminuye de forma progresiva, de arriba hacia abajo, hasta llegar a la roca madre inalterada. La potencia del conjunto depende de la porosidad y características petrográficas del sustrato pero no sobrepasa, en este área, los 2,50-3,00 m.

Microscópicamente constan de una repetición múltiple de los siguientes niveles, descritos de más inferior a más superior:

- a) nivel detrítico o brechoide con o sin oolitos (facies perlítica).
- b) nivel de micrita con frecuentes estructuras de origen biológico y pobres en detríticos.
- c) zonas de huecos con estructuras biológicas y de aspecto grumelar.

El grosor total de los tres niveles es muy variable, desde el orden de los milímetros hasta varios centímetros, y su repetición puede ser múltiple.

En muchos casos falla alguno de los niveles teóricos, especialmente cuando el nivel inferior teórico es de granulometría gruesa (gravas) que elimina a los anteriores en ciertas zonas por procesos de erosión.

Suelen encontrarse varias secuencias de aportes de carbonatos separadas en el tiempo por recristalización, desecación y nodulización, con iluviación posterior de arcilla.

Los niveles citados, a nivel microscópico, pueden estar más o menos enmascarados por procesos de cementación y/o recristalización múltiple posterior, tanto más importantes en general cuanto más antiguo es el sedimento.

Este tipo de costras son frecuentes en piedemontes y antiguas superficies morfológicas colgadas. Han sido identificadas en la Superficie Páramo (Cuenca del Duero) y en una antigua superficie cuaternaria, pre-terrazas, de la Cuenca del Tajo.

El origen de las mismas hay que buscarlo en la variación del nivel freático existente en las amplias superficies de piedemonte adosadas a la Sierra de los Santos, formadas según una primera hipótesis por procesos erosivos fluviales: ríos con cauces de tipo anastomosado que dan amplias llanuras de inundación deficientemente drenadas con formación de charcas temporales donde se desarrolla actividad biológica. Una segunda hipótesis señala la alteración del sustrato controlada por el nivel piezométrico, con cambios estacionales, asociada a procesos edáficos con lixiviación y la exportación del material por medio del arroyamiento superficial como responsable de esta morfología. El arroyamiento actúa sobre glacis de pequeñas dimensiones que progresivamente se

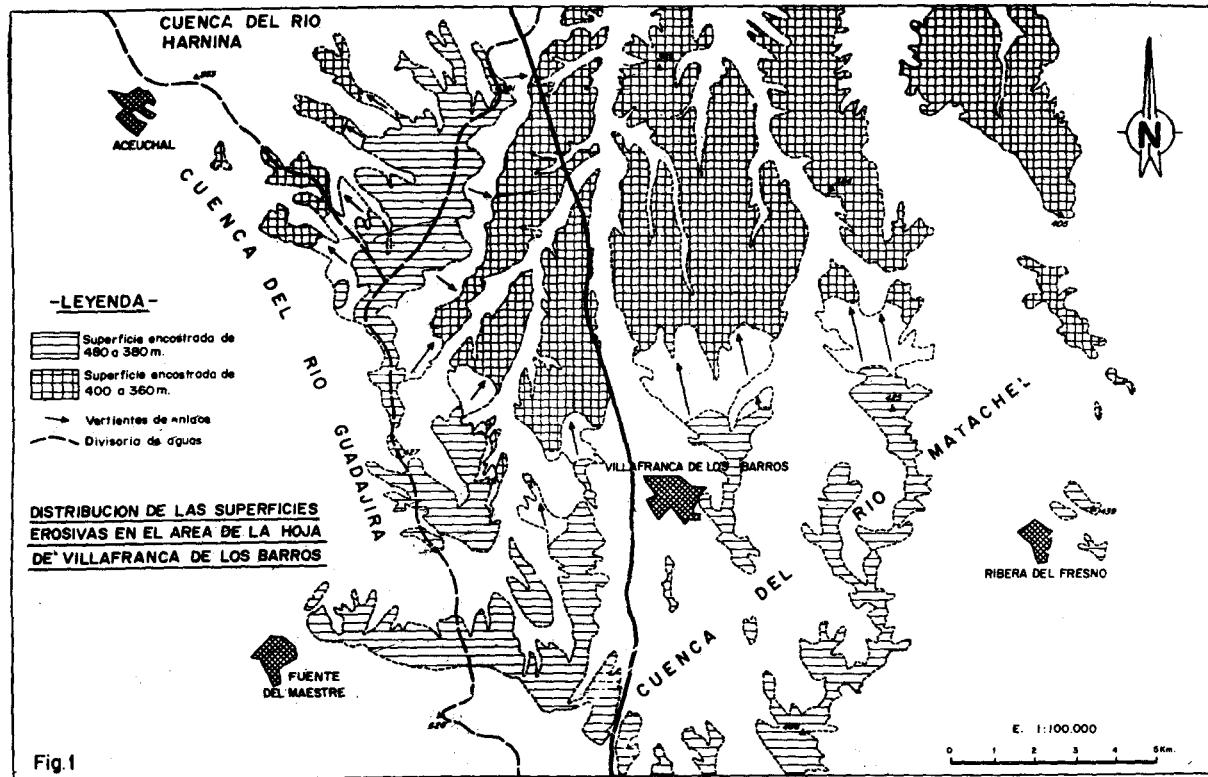


Fig. I

concentran hasta la degradación total del paisaje y formación de la penillanura.

La variación vertical del nivel piezométrico, con alternancia de períodos de encharcamiento y desecación, da lugar a la formación de la costra por acumulación de carbonatos en los horizontes del suelo, que, de forma sucesiva, dan manchas pulverulentas que, por endurecimiento, se transforman en nódulos, y éstos, por cementación, en una masa compacta. El origen de los carbonatos está en las masas calizas del Sur de la Hoja y su aporte para la formación de la costra es lateral.

Por encima de la costra suele encontrarse un nivel de arcillas limosas con algo de arena fina, de hasta 0,50 m. de potencia, que engloba algunos cantos y granos, principalmente de cuarzo. Es de color rojo oscuro (10R3/4 a 5YR4/4 de la escala de colores de Munsell) y se interpreta como "terra rossa" o asimilable a ella, procedente de la alteración de la propia costra. El depósito ha sufrido, al menos localmente, un pequeño transporte ya que es posible encontrar algunos nivelitos, en la base del tramo, de clastos subangulosos a subredondeados de la misma costra.

En general, se encuentra enriquecido en fracción arcillosa, procedente del lavado de los horizontes del suelo formado sobre ella, observándose películas de concentración (cutanes) y cierta estructura poliédrica originada por retracción en épocas secas.

En la base de la costra se hallan algunos depósitos detriticos de atribución dudosa. Son similares, por sus características litológicas, a los descritos como del Terciario pero, dado que el área fuente y los medios de transporte son similares en el Terciario y Cuaternario podrían estar asociados a los procesos de formación de las superficies. La irregularidad de su aparición y la falta de afloramientos impide una buena caracterización sedimentológica.

Al conjunto de procesos y depósitos asociados se les asignan una edad del Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior, sin más precisiones, dada la altura de estos niveles sobre el Guadiana y por comparación con cuencas vecinas y la falta de datos en áreas próximas.

1.4.2. DEPOSITOS RECIENTES. (69 y 70)

Están representados por los depósitos aluviales, coluviales y suelos. Todos ellos del Holoceno.

Aunque en la cartografía se han diferenciado como aluviones los depósitos de fondo de valle, sería más correcta su descripción como aluviones-coluviones por la dificultad de separar los aportes laterales (por gravedad) de los propiamente fluviales transportados por el río. Cuando la corriente fluvial adquiere cierta importancia unos y otros se distinguen con facilidad.

En los bordes degradados de las superficies colgadas se producen depósi-

tos, a veces muy poco potentes de materiales procedentes de su destrucción así como de la erosión del sustrato infrayacente que tapizan la vertiente en mayor o menor extensión. Se han cartografiado sólo en los casos en que su presencia impide la toma de datos de dicho sustrato. En muchos casos se trata de aluviones poco movilizados por la escasa pendiente.

El horizonte más superficial, está muy homogeneizado por los procesos de cultivo. Es limoarenoso y tiene cantos de cuarzo, cuarcitas, costras, anfibolitas, gneises, pizarras, etc., procedente de los materiales inferiores a la costra y parcialmente englobados en ésta. Son muy abundantes en la mitad N de la Hoja donde el sustrato es Mioceno. Con sustrato preterciario el espectro litológico es muy monótono: cuarzo y cuarcita.

2. TECTONICA

Uno de los hechos más claramente establecidos en la geología de Ossa Morena es su compartimentación en Dominios estrechos y alargados individualizables por diferencias en su evolución estratigráfica y en su historia tectonometamórfica.

Parece claro que ciertos Dominios, actualmente en contacto, han sido acercados en épocas tardías y resulta difícil en muchos casos comparar o correlacionar las deformaciones que presentan. Por ello en esta memoria se ha optado por enumerar las deformaciones de los distintos conjuntos litológicos antes de abordar un capítulo de conclusiones aplicables a todos los Dominios.

2.1. DOMINIO DE VALENCIA DE LAS TORRES

Se encuentran en él los materiales más antiguos, que son también aquellos donde resulta más difícil poner de manifiesto la totalidad de las etapas de deformación que los han afectado, en especial las macro y meso estructuras. Por otra parte, el importante desarrollo de fases cataclásicas tardías, ha contribuido a la obliteración parcial e incluso total de la estructuración previa.

2.1.1. SUCESION DE GNEISES Y ANFIBOLITAS

En los materiales de esta sucesión se observan hasta seis fases tectono-petrogenéticas.

La primera fase se reconoce por una esquistosidad muy penetrativa con metamorfismo de grado alto y anatexia. Debe estar asociada a pliegues isoclinales de plano axial subhorizontal. En relación con ella se forman diferenciados aplíticos y pegmatíticos posteriormente deformados.

La segunda fase genera una esquistosidad de flujo sinmetamórfica. Esta esquistosidad es la más visible en los afloramientos y está relacionada con pliegues isoclinales rara vez observados.

La tercera fase es de micropliegues suaves vergentes al SO con esquistosidad espaciada de dirección 130-140. Es asimismo la responsable de mullions. A esta fase pertenecen algunas estructuras cartográficas como el sinforme en anfibolitas al E de Villalba de los Barros.

La cuarta fase es cataclástica, responsable del desarrollo de una esquistosidad de flujo cataclástico y de la aparición de diferentes rocas miloníticas. Se desarrolla de forma desigual con marcada intensidad en algunos corredores. Se han observado micropliegues sinesquistosos de la esquistosidad cataclástica, que es vertical y de dirección N 140-160.

La quinta fase produce micropliegues que afectan a la esquistosidad de flujo cataclástico.

Por último existe una etapa de cataclasis fría desigualmente repartida.

2.1.2. SUCESION DE ESQUISTOS MOSCOVITICOS

Se han reconocido cuatro fases de deformación en estos materiales.

La primera reflejada por una esquistosidad penetrativa con blastesis sintectónica en condiciones de grado medio. Esta esquistosidad queda englobada en granates helicíticos intercinemáticos. No se han encontrado pliegues macroscópicos atribuibles a esta fase.

La segunda fase se manifiesta asimismo por una esquistosidad de flujo que oblitera habitualmente a la primera. Hay granates sintectónicos y aunque los pliegues que originan la esquistosidad sólo son observables en lámina delgada, en algunos afloramientos se observan linearidades de intersección plegadas en charnelas de la tercera fase. Estas lineaciones tienen una dirección N160.

La tercera y cuarta fases son de micropliegues y a ellas se pueden atribuir la mayor parte de los pliegues menores visibles en el campo y algunas estructuras mullions. Los ejes de los micropliegues tienen dirección próxima a N140 y buzan al SE.

2.1.3. SUCESION DE ESQUISTOS Y METAGRAUVACAS CON ANFIBOLITAS Y CUARCITAS NEGRAS

Se han reconocido tres fases de deformación. Casi todos los pliegues lo han sido en cuarcitas negras.

La primera fase es de pliegues isoclinales con plano axial tendido observables en algunos afloramientos de cuarcitas negras. Mucho más frecuente es una linearidad que aparece plegada por los pliegues de segunda fase que de-

be corresponder a la intersección de la estratificación y la primera esquistosidad.

La segunda fase de pliegues tumbados de tendencia isoclinal y vergencia SO, su dirección varía de N120 a N150. La esquistosidad asociada es penetrativa y sinmetamórfica.

La tercera fase es de micropliegues suaves de dirección N140 y débil vergencia al SO.

2.1.4. METAARCOSAS Y FILITAS

En estos materiales hay evidencias claras de dos deformaciones. La primera de ellas es sinesquistosa con blastesis de cuarzo y sericitita. La segunda origina un microplegado con esquistosidad espaciada poco manifiesta.

Lo reducido de los afloramientos cartografiados y el carácter mecánico de sus contactos impide aportar mayores precisiones. No obstante, como ya se ha indicado, las metaarcosas se encuentran en la Hoja de Hornachos en clara discordancia sobre los materiales de la sucesión de esquistos y metagrauvascas.

2.1.5. CARBONIFERO

Los materiales Carboníferos de la cuenca del Matachel están estructurados en un sinclinal de amplio radio con desarrollo de una esquistosidad N130-140. Las pizarras muestran una esquistosidad con cuarzo, sericitita y clorita. El tramo conglomerático no presenta ninguna estructuración. En las tobas se observa la misma esquistosidad con blastesis de filisilicatos y en las riolitas superiores la esquistosidad está acompañada de la neoformación de cuarzo, feldespato potásico, sericitita y clorita de desvitrificación.

Tardíamente y en relación con una fracturación generalizada, con intrusión de diques, se observan superficies de fractura a favor de las cuales hay cierta reorientación mineral y relleno de óxidos.

2.2. DOMINIO DE SIERRA ALBARRANA

En este Dominio los tres conjuntos litológicos aflorantes muestran diferentes grados de estructuración. La formación de esquistos moscovíticos está aparentemente más deformada que la formación de filitas y grauvacas. Por su parte, el Carbonífero muestra una sola fase de deformación y se sitúa en discordancia sobre la Formación Azuaga.

2.2.1. ESQUISTOS MOSCOVITICOS

Con los datos de campo y el estudio de las láminas delgadas se puede afirmar que estos materiales presentan cuatro fases de deformación. De la primera fase sólo se ha reconocido la esquistosidad marcada por la blastesis sintectónica de cuarzo y mica. La segunda fase es de pliegues isoclinales, apretados con esquistosidad sinmetamórfica; se reconocen algunas charnelas de micropliegues con fuertes transposiciones. La orientación de la segunda esquistosidad es N160-170, aunque aparece girada en las proximidades de la falla de Azuaga. La vergencia es S y en conjunto el afloramiento comprendido entre la falla de Malcocinado y la falla de Azuaga corresponde a un antiforme cuyo núcleo aflora en las proximidades de la falla de Azuaga coincidiendo con los esquistos que presentan sillimanita.

La tercera y cuarta fases son de micropliegues asimétricos de vergencia S con esquistosidad espaciada de desarrollo vertical.

2.2.2. FILITAS Y METAGRAUVACAS

La Formación Azuaga presenta aparentemente una estructuración más sencilla con una esquistosidad marcada por blastesis sintectónica y una fase posterior de micropliegues asimétricos.

2.2.3. CARBONIFERO

El Carbonífero de este Dominio se encuentra en una fosa entre la falla de Malcocinado al S y un corredor de ultramilonitas al N. Los pequeños afloramientos tobáceos se sitúan en discordancia con la Formación Azuaga y en conjunto presentan una sola deformación muy superficial.

2.3. DOMINIO DE ZAFRA-MONESTERIO

Las distintas formaciones presentan una evolución tectonometamórfica diferente, más compleja en los materiales Precámbricos y dentro de estos en la sucesión de Tentudía y bastante simple en el Paleozóico.

2.3.1. SUCESION DE TENTUDIA

Sus materiales evidencian al menos tres fases de deformación importantes. En la primera y segunda fase se originan pliegues isoclinales, con esquistosidad sinmetamórfica. Habitualmente estas dos esquistosidades forman un ángulo bajo con transposición más o menos importante de la primera. A estas fases hay que achacar la aparente inversión de la sucesión de esta transversal.

La tercera fase produce pliegues ligeramente vergentes al S con esquistosidad espaciada.

2.3.2. METATOBAS CON NIVELES DE MARMOLES

En esta formación sólo se observan con claridad dos fases de deformación. La primera, posiblemente equivalente a la segunda observada en la sucesión de Tentudía es sinesquistosa con blastesis sintectónica de cuarzo, biotita, clorita, calcita y plagioclasa. La segunda fase produce micropliegues centimétricos a métricos con una esquistosidad espaciada en los términos más micáceos. Los afloramientos de esta formación constituyen una estructura antiforme de esta fase sobre un flanco invertido de primera fase (segunda fase en la sucesión de Tentudía).

2.3.3. FORMACION TORREARBOLES

La banda ocupada por esta formación tiene una estructura anticlinal, laminada al N y al S por los contactos mecánicos con la sucesión de Tentudía y el Carbonífero. Al SE de la carretera de Fuente del Maestre a Feria se observa el cierre perianticinal de las arcosas del miembro inferior, cuyo eje buza 20 grados en el sentido 300; asimismo se observan micropliegues métricos en el paquete de calizas existente a techo del miembro superior.

Sólo se observa una esquistosidad que se corresponde con el plano axial del anticlinal.

2.3.4. CARBONIFERO

La cuenca de los Santos de Maimona muestra una deformación especial, cuyas características se observan mejor en la Hoja de Zafra.

Tanto el estilo de los pliegues como la orientación de sus ejes (muy inclinados) son diferentes de los observables en la Formación Torreárboles y en el resto del Cámbrico.

Este tipo de tectónica es explicable por el funcionamiento de una cizalla que actúa sólamente sobre los materiales Carboníferos que responden con el plegamiento ahora observado. En este sentido, esta cuenca se encuentra limitada tanto al S como al N por sendas fallas verticales que han actuado repetidas veces.

2.4. FRACTURAS

De la observación de la cartografía se deduce que la distribución actual de los distintos Dominios así como de los diversos conjuntos litológicos den-

tro de éstos, está condicionada esencialmente por el funcionamiento de varias fallas de orientación N120-140. Estas fallas individualizan los Dominios (fallas de Azuaga y Malcocinado) y los afloramientos más importantes (cuenca de Los Santos de Maimona, banda de la Formación Torreárboles, cuenca Carbonífera del Matachel, etc.). Este tipo de accidentes ha contribuido, probablemente desde el Precámbrico, a la individualización de los diferentes Dominios y en épocas más recientes al acercamiento de éstos.

Otro sistema de fracturas, netamente más tardías, lo constituyen fallas N40-80, en general de escaso salto y que retocan otros contactos previos.

2.5. CONCLUSIONES

La estructuración de los materiales Precámbricos y Paleozóicos es policíclica. La orogenia Hercínica es la responsable de las esquistosidades y pliegues observados en la Formación Torreárboles (una fase de pliegues isopacos con esquistosidad de plano axial), en las metaarcosas y filitas atribuidas al Paleozoico medio (una fase sinesquistosa y otra de suave microplegado), en la cuenca del Matachel (una fase de pliegues poco apretados con esquistosidad de plano axial), y en la cuenca de Los Santos de Maimona con pliegues generados en una zona de cizalla.

En las formaciones Precámbricas de los tres Dominios, la orogenia Hercínica únicamente produce la(s) fase(s) de micropliegues y los corredores miloníticos. El resto de las deformaciones sinesquistosas de los materiales Precámbricos son de edad Precámbrica. Según este criterio, la sucesión de tobas con niveles de mármoles tendría una deformación Precámbrica y el resto de las formaciones Precámbricas al menos dos. Aunque no se ha conseguido establecerlo con seguridad, se sospecha que la sucesión de gneises y anfibolitas y la sucesión de esquistos moscovíticos presentan al menos una deformación más antigua que las que afectan a la sucesión de Tentudía y la sucesión de esquistos y metagrauvacas con niveles de anfibolitas y cuarcitas negras, correlacionable, en parte, con la sucesión de Tentudía. Esta misma sospecha surge al comparar la deformación de los esquistos moscovíticos en el Dominio de Sierra Albariana y la deformación de la Formación Azuaga.

3. PETROGRAFIA

Las rocas ígneas están representadas ampliamente dentro de la Hoja, tanto en número e importancia de los afloramientos, como en su diversidad compositonal. Gran parte de las rocas ígneas han sido afectadas por procesos de metamorfismo regional y dinámico y se han descrito en el capítulo de Estrati-

grafía; aquí se insistirá en las relaciones blastesis-deformación y en las condiciones metamórficas.

Se describen rocas no metamorfizadas y otras, que aunque metamórficas, no forman estrictamente parte de ninguna sucesión o formación.

3.1. ORTOGNEISES. (33, 34, 35)

Existen dos cuerpos gneísmicos derivados de granitoides de carácter alcalino, en las cercanías de las localidades de Ribera del Fresno y Aceuchal.

El ortogneis de Ribera del Fresno (35) aflora inmediatamente al SE de esta localidad, en un cuerpo alargado de unos 2 km. de anchura que se prolonga en la Hoja de Usagre hasta alcanzar una corrida de unos 15 km.

Intruye en materiales de la sucesión de gneises y anfibolitas del Dominio de Valencia de las Torres aunque localmente en ciertos sectores del borde se localizan esquistos moscovíticos.

El gneis es una roca de color rosado y de grano grueso con abundantes porfiroclastos de feldespato potásico en una mesostasis de grano fino. Localmente se reconoce una facies petrográfica aplítica.

En los afloramientos se observan dos esquistosidades, la más reciente es de fractura con un espaciado milimétrico-centimétrico, y la más antigua es continua y envuelve a los porfiroclastos.

Otros cuerpos gneísmicos de características semejantes se conocen más al E, en las Hojas de Azuaga y Fuente Obejuna.

En lámina delgada la textura es gneísica, con abundantes cristales de ortosa pertítica de hasta dos centímetros, con los bordes triturados y con frecuentes crecimientos mirmequíticos. La mesostasis la componen lechos de cuarzo, feldespato y mica, de grano muy fino y deformados por cataclasis sintectónica. Los minerales principales son cuarzo, ortosa, plagioclasa (albita-oligoclásica), biotita, moscovita y granate. Como accesorios se hallan apatito, turmalina, círcón, rutilo, opacos y esfena.

El feldespato potásico es ortosa fuertemente pertítica con albita en venas y manchas. La pertitización guarda relación con el grado de deformación. El cuarzo se conserva incluido en ortosa o ha sido granulado y recristalizado con agregados muy estirados.

La biotita es frecuente, está parcialmente reorientada y en todos los casos muy deformada. Los granates se localizan en muestras del borde del cuerpo gneísmico y están granulados por la esquistosidad más manifiesta.

Los datos químicos y el estudio de la población de circones realizado por CHACON et. al., 1.980, confirman el carácter ortoderivado de este cuerpo, evidente por otra parte por su morfología, presencia de apófisis, homogeneidad y enclaves.

El ortogneis de Aceuchal (33, 34) aflora en el extremo NO de la Hoja y

se prolonga en las Hojas de Almendralejo, Barcarrota y La Albuera. A la altura de Aceuchal y hacia el SE, el cuerpo gneísmico se bifurca dando dos afloramientos en los cuales existen algunas diferencias texturales y mineralógicas. El más meridional es de textura glandular y coloración grisácea, el otro se caracteriza por la escasez de glándulas y una coloración rosada.

El ortogneis de grano más grueso (34) es un "augengneis" con porfiroclastos de feldespato potásico (ortosa pertítica-microlína) y cuarzo en una mesostasis granoblástica con cuarzo, feldespato potásico granulado, plagioclasa sódica, biotita y anfíbol hastingsítico.

Son frecuentes las texturas mirmecíticas en los contactos feldespato potásico-plagioclaza.

El tamaño máximo de los porfiroclastos es de 4-5 cm. según su mayor alargamiento.

Entre los minerales accesorios cabe destacar la relativa abundancia de circon y esfena.

Este "augengneis" deriva de un granito alcalino profiroideo intruido en el Dominio de Valencia de las Torres en el tramo de gneises biotítico-moscovíticos (49).

El feldespato potásico ha sido parcialmente granulado; el cuarzo en su práctica totalidad granulado y recristalizado, excepto el incluido en los feldespatos y el integrante de las mirmecitas. Las plagioclasas han sufrido también granulación y los máficos fuerte reorientación.

Se observa una esquistosidad marcada por el alargamiento de los porfiroclastos y la orientación de los minerales de la mesostasis. Con posterioridad esta esquistosidad ha sido microplegada con desarrollo incipiente de una S espaciada.

El ortogneis de grano fino (33) constituye los afloramientos al NE de Aceuchal. Es una roca de color rosado, con textura gneísmica pero con escasos porfiroclastos. Su mineralogía y textura son semejantes a la facies petrográfica de grano grueso.

Cartográficamente, las dos facies del ortogneis de Aceuchal responden a un cuerpo único. Probablemente representan facies petrográficas diferentes dentro de un mismo macizo o intrusiones sucesivas afines.

Tanto el ortogneis de Ribera como el de Aceuchal proceden de granitos gneisificados en condiciones dinámicas a baja temperatura. Asimismo, en ambos casos se observan dos fases de deformación.

La edad de emplazamiento de estos cuerpos es antehercínica y probablemente tardiprecámbrica.

3.2. ROCAS VOLCANICAS SINSEDIMENTARIAS

Existe evidencia de actividad volcánica en materiales del Proterozoico in-

ferior al Carbonífero medio.

La sucesión de gneises y anfibolitas del Dominio de Valencia de las Torres es incuestionablemente una sucesión vulcanosedimentaria, en la cual se desarrollaron episodios lávicos y piroclásticos de naturaleza ácida y básica. Los episodios ácidos han dado lugar a gneises en los que excepcionalmente se reconoce algún rasgo de texturas volcánicas. Los episodios básicos por su parte, han sido transformados en orto-anfibolitas. Por último, ciertos tipos de gneises anfibólicas se pueden interpretar como derivados de tobas híbridas con mezcla de aporte volcánico ácido y básico.

La presencia de sedimentos silíceos cuya génesis se considera relacionada con vulcanismo ácido avala lo anterior.

En la sucesión de esquistos moscovíticos la actividad volcánica se pone de manifiesto por la presencia de un tramo de gneises de grano fino con granates ciertamente derivado de coladas volcánicas ácidas.

En la sucesión de esquistos y metagrauvacas con anfibolitas y cuarcitas negras, la actividad volcánica se manifiesta por la presencia de aportes vulcanoclásticos de procedencia ácida en tobas y metagrauvacas, coladas básicas transformadas en anfibolitas y sedimentos silíceos de origen químico evolucionados a cuarcitas negras.

Dentro de este mismo Dominio, la cuenca Carbonífera del Matachel presenta vulcanismo básico sobre el nivel de conglomerados y posteriormente un importante acúmulo de coladas riolíticas esencialmente vítreas en origen.

En el Dominio de Sierra Albarrana, los materiales volcánicos están restringidos a los reducidos afloramientos de tobas, atribuidos al Carbonífero.

En el Dominio de Zafra-Monesterio, la sucesión de Tentudía es vulcanosedimentaria con aportes piroclásticos en tobas y metagrauvacas, sills de rocas básicas transformados en metadiabásas y sedimentos silíceos de origen químico.

La formación de metatobas y calizas correlacionable, con reservas, con la Formación Malcocinado, es vulcanoclástica con componentes andesíticos y en menor grado dacíticos. Los niveles conglomeráticos ratifican este carácter con clastos ígneos en una matriz tobácea.

Por último, el Carbonífero de la cuenca de Los Santos de Maimona también contiene episodios volcánicos sinsedimentarios con tobas ácidas, básicas e híbridas, con escasas coladas basálticas.

3.3. ROCAS IGNEAS EN RELACION CON ZONAS DE FRACTURA

En este apartado se incluyen rocas de diversas edades y naturaleza con el rasgo común de jalonar zonas de fractura importantes, así los pequeños asomas de serpentinitas se encuentran alineados dentro de la sucesión de gneises y anfibolitas en el Dominio de Valencia de las Torres, los gabros han

intruido a favor de la falla de Malcycinado, hay diques de basaltos en el contacto mecánico de la Formación Torreárboles con la cuenca de Los Santos de Maimona y por último granitoides en otras zonas de fractura, especialmente en relación con la individualización de la cuenca Carbonífera del Matachel.

3.3.1. SERPENTINITAS. (36)

Constituyen pequeños asomos de rocas ultramáficas serpentinizadas según una alineación que se extiende desde el NE de Villafranca hasta Ribera y continúa hacia el SE, a escasa distancia del ortogneis de Ribera, dentro de las Hojas de Hornachos y Usagre.

Son rocas totalmente serpentinizadas, de colores marrones y con numerosas fracturas llenas de carbonato. Las relaciones con las rocas circundantes no ha sido posible establecerlas dadas las malas condiciones de afloramiento. Es de suponer que se trata de cuerpos fríos intruidos a favor de zonas de fractura profundas.

En lámina delgada tienen textura esquistosa brechificada con serpentinas, antigorita y bastita esencialmente, como principales componentes, en cantidades variables hay calcita, carbonato magnésico, magnetita, cuarzo, clorita y óxidos. A pesar de la avanzada serpentinización se reconocen pseudoformas de olivino y piroxeno.

La orientación de los minerales serpentínicos permite reconocer una esquistosidad seguida de varias etapas de brechificación.

Otros afloramientos de serpentinas son conocidos en Ossa Morena en relación con materiales del Proterozóico superior (ARRIOLA et. al., en prensa) y del Carbonífero (PEREZ LORENTE, 1.977, etc.).

3.3.2. GABROS. (1)

Se localizan en el borde S de la Hoja en un afloramiento de unos 3 km.², hacia el O se continúan en diques y hacia el SE afloran en la Hoja de Zafra.

Presentan una fuerte alteración superficial, con importantes variaciones en el tamaño de grano y en algunos sitios intensa tectonización con apariencia de rocas anfibolíticas.

Al microscopio tienen textura holocrystalina, homogranular de grano medio con un entramado de plagioclásas y anfíbol, e importante deformación.

Los componentes principales son plagioclásas macladas, deformadas y fuertemente sausuritzadas y anfíbol uralítico derivado de piroxeno. Como accesorios son relativamente frecuentes opacos, esfena y apatito. Los minerales secundarios son abundantes con proporciones diversas de sericitas, epidota, calcita, óxidos, clorita, esfena, prehnita y biotita.

La tectonización se manifiesta por zonas muy trituradas, efectos de deformación cristalina y fracturas llenas de minerales secundarios.

3.3.3. GRANITOIDES. (2, 4)

Se ha cartografiado una pequeña apófisis de tonalita tectonizada en las afueras de Villafranca de los Barros y un cuerpo tabular que de forma discontinua jalona el borde S de la cuenca Carbonífera del Matachel, de composición granítica. Los afloramientos más occidentales del granito se encuentran en el cauce del arroyo Bonhabal, más al E afloran en el arroyo Valdemedel, y por último, se reconocen dos estrechas bandas cerca de Puebla del Prior.

En todos los casos, el granito es de grano medio, con color rojizo y cavidades miarolíticas.

Son numerosos los diques porfídicos que atraviesan el granito o se sitúan en sus proximidades.

En todos los afloramientos se observan efectos cataclásticos más manifiestos en los bordes donde se llegan a formar rocas de aspecto gneísmico y de color verdoso a causa de la alteración.

La textura es holocristalina, homogranular, hipidiomórfica y de grano medio, con abundantes intercrecimientos gráficos que proporcionan a la roca un aspecto granofídico. En los bordes deformados la textura llega a ser gneísmica.

El cuarzo se encuentra en cristales idiomorfos, en intercrecimientos e intersticial. El feldespato potásico es ortosa ligeramente pertítica, en cristales idiomorfos y en intercrecimientos. La plagioclasa es albita y la biotita es el único melanocrito reconocido. Como componentes accesorios hay opacos, esfena, circón y apatito. Sericita sobre plagioclásas y en fracturas, clorita de alteración de biotita y en fracturas y óxidos son secundarios.

Por su mineralogía y textura este granito ha debido emplazarse en condiciones subvolcánicas y su edad debe ser Carbonífero con afinidad geoquímica con los diques porfídicos y las riolitas carboníferas.

A escala regional este granito es, por su textura, mineralogía, tipo de emplazamiento y edad, análogo al granito de Peñas Pardas de Villaviciosa de Córdoba.

Dentro de este apartado de granitoides hay que incluir también una pequeña apófisis encontrada junto a basaltos en la fractura que limita por el norte la cuenca de Los Santos.

3.3.4. BASALTOS. (5)

El contacto mecánico que separa los materiales Carboníferos de la cuenca de Los Santos de Maimona y la Formación Torreárboles, está ocupado por un

dique de rocas basálticas de 10-50 m. de potencia.

Es una roca de grano fino y color verde oscuro con pequeños fenocristales de plagioclasa, muy fracturada. Su textura es porfídica, fluidal con breccificación tardía desigualmente repartida.

La mineralogía comprende plagioclasa, en fenocristales y matriz, y melanocloritos, posiblemente piroxeno, alterados. Opacos, apatito y esfena son accesorios y biotita, clorita, sericitas, epidota, carbonatos y óxidos, de alteración.

3.4. ROCAS FILONIANAS

Se engloban aquí diques, en general de escasa potencia, intruidos con posterioridad a las deformaciones hercínicas en zonas de fractura. Su edad debe ser Carbonífera o más reciente.

3.4.1. PORFIDOS. (3)

Se localizan principalmente en la cuenca Carbonífera del Matachel, en el granito granofídico y en la sucesión de esquistos y metagrauvacas.

Son de composición ácida con texturas porfídicas y/o microgranudas, localmente granofídicas.

La edad de estos pórfidos debe ser Carbonífero medio ya que atraviesan a los materiales del Carbonífero inferior.

3.4.2. LAMPROFIDOS. (7)

El único afloramiento de este tipo de rocas lo constituye un dique, N100E, subvertical que intruye al ortogneis de Aceuchal.

Se trata de una roca oscura, holocristalina, subidiomorfa y de grano fino, compuesta por plagioclasa, hornblenda marrón y verde-azulada, feldespato potásico y biotita marrón-rojiza. Como accesorios se encuentran apatito, esfena y opacos.

Presenta una ligera alteración supergénica con clorita, sericitas y algo de epidota.

Esta roca no muestra apenas evidencias de deformación y puede ser post-hercínica.

3.4.3. DIABASAS. (6)

Constituyen un complejo de diques de dirección N110-120 aflorantes al NE de Puebla del Prior en la sucesión de esquistos y metagrauvacas. También afloran en las proximidades de la cuenca de Los Santos de Maimona.

Son rocas de grano fino, homométricas, color verdoso y textura ofítica. Las plagioclasas están parcialmente sausuritzadas (andesina-labradorita) y el piroxeno augítico muestra diversas etapas de uralitización con neoformación de hornblenda, actinolita, biotita y clorita. Opacos, esfena y apatito son accesorios relativamente frecuentes.

Las diabasas muestran escasa deformación y su edad debe ser tardihercínea o posthercínica, aunque se concentran preferentemente en zonas de fracturación con actividad ígnea previa.

3.4.4. DIQUES DE CUARZO. (8)

Forman afloramientos de reducida potencia, por lo general subconcordantes con la esquistosidad más manifiesta de las rocas encajantes, coincidiendo con zonas fracturadas. En ningún caso se han observado mineralizaciones asociadas a este tipo de rocas.

3.5. ROCAS METAMORFICAS

Con la excepción de las rocas ígneas más tardías y de los materiales Terciarios y Pliocuaternarios, las restantes litologías representadas en la Hoja, han sido afectadas por metamorfismo regional y/o dinámico.

No se han detectado efectos texturales o mineralógicos atribuibles a procesos de metamorfismo de contacto, bien por lo reducido de algunas intrusiones o por la naturaleza metamórfica de las rocas encajantes adquirida en procesos previos de metamorfismo regional o dinámico.

3.5.1. METAMORFISMO REGIONAL

Todos los materiales Precámbrios y en menor grado los materiales Paleozóicos, denotan efectos de metamorfismo regional. En los materiales Precámbrios el metamorfismo alcanza condiciones de grado alto en el Dominio de Valencia de las Torres, de grado medio en el de Sierra Albarrana y de grado bajo en el de Zafra-Monesterio.

Los materiales Paleozóicos están afectados por un metamorfismo que en ningún caso alcanza las condiciones propias de la parte de más alta temperatura del grado muy bajo.

3.5.1.1. Dominio de Valencia de las Torres

En la sucesión de gneises y anfibolitas el metamorfismo es polifásico y ha alcanzado condiciones de grado alto con anatexia.

La ausencia de niveles pelíticos conlleva la escasez de silicatos de alumi-

nio. Por ello muchas asociaciones minerales son poco indicativas aunque de forma generalizada se puede afirmar que la moscovita está ausente con excepción de una generación tardianatáctica de moscovita en placas dentro de los gneises.

Unicamente el tramo de gneises biotítico-moscovíticos de los alrededores de Aceuchal presenta asociaciones de grado medio de metamorfismo.

Para los gneises biotíticos de grano fino las asociaciones minerales más comunes son:

- cuarzo-feldespato potásico-plagioclase-biotita.
- cuarzo-feldespato potásico-plagioclase-biotita-granate.
- cuarzo-plagioclase-biotita-granate-hornblenda.
- cuarzo-feldespato potásico-plagioclase-biotita-(moscovita).
- cuarzo-plagioclase-biotita-granate.
- cuarzo-plagioclase-biotita-feldespato potásico-sillimanita-granate-distena-(andalucita).

La última asociación corresponde a un nivel muy micáceo posteriormente milonitizado.

Los gneises leucocráticos se caracterizan por contener menos biotita y granate y mayor abundancia de moscovita en placas. Sus asociaciones más frecuentes son:

- cuarzo-feldespato potásico-plagioclase-biotita.
- cuarzo-feldespato potásico-plagioclase-biotita-granate.
- cuarzo-feldespato potásico-plagioclase-biotita-granate-(moscovita).
- cuarzo-plagioclase-biotita-(moscovita)
- cuarzo-plagioclase-feldespato potásico-(moscovita).

En las anfibolitas las principales asociaciones son:

- hornblenda-plagioclase.
- hornblenda-plagioclase-granate.
- hornblenda-plagioclase-diópsido-granate.
- hornblenda-plagioclase-granate-biotita.

En las anfibolitas es frecuente encontrar asociaciones retrometamórficas con diferentes cantidades de clorita, epidota, actinolita y biotita. También existen diferenciados de carácter pegmatoide con hornblenda verde-actinolita y hornblenda y epidota.

Los gneises anfibólicos muestran asociaciones muy variadas entre las que se pueden destacar:

- cuarzo-plagioclase-feldespato potásico-hornblenda.
- cuarzo-plagioclase-hornblenda-granate-biotita.
- cuarzo-plagioclase-hornblenda-biotita.
- cuarzo-plagioclase-feldespato potásico-hornblenda-granate.

Los gneises rosados de grano fino son bastante homogéneos con:

- cuarzo-plagioclase-feldespato potásico-biotita.

Las litologías minoritarias como cuarcitas negras y mármoles presentan, respectivamente, asociaciones con:

- cuarzo-biotita-opacos y calcita-tremolita.

En los gneises biotíticos-moscovíticos de grano fino la moscovita es estable con el resto de los minerales; en este caso las asociaciones comunes son:

- cuarzo-plagioclase-feldespato potásico-moscovita.
- cuarzo-plagioclase-feldespato potásico-biotita-moscovita.
- cuarzo-plagioclase-biotita-moscovita.

Los gneises milonitas y las demás rocas de las zonas miloníticas debieron tener antes de la cataclasis asociaciones minerales semejantes a los gneises biotíticos.

La sucesión de esquistos moscovíticos presenta asociaciones minerales compatibles con condiciones de grado medio y de la parte de más alta temperatura del grado bajo.

Los esquistos moscovíticos se caracterizan por las siguientes asociaciones:

- cuarzo-moscovita-biotita-granate.
- cuarzo-moscovita-biotita-plagioclase.
- cuarzo-moscovita-biotita-granate-plagioclase.
- cuarzo-moscovita-biotita-feldespato potásico-plagioclase.
- cuarzo-moscovita-biotita-feldespato potásico-plagioclase-granate.

Las intercalaciones de cuarcitas feldespáticas se caracterizan por asociaciones de:

- cuarzo-feldespato potásico-moscovita-granate.
- cuarzo-feldespato potásico-moscovita-plagioclase-biotita.

En el tramo de gneises a techo de los esquistos se han reconocido:

cuarzo-plagioclasa-feldespato potásico-biotita-granate-moscovita.
cuarzo-plagioclasa-feldespato potásico-biotita-granate.

En la sucesión de esquistos y metagrauvacas las diferentes asociaciones minerales son:

a) esquistos y metagrauvacas:

cuarzo-biotita-moscovita-plagioclase.
cuarzo-biotita-moscovita-plagioclase-grafito.
cuarzo-biotita-moscovita-plagioclase-granate.
cuarzo-biotita-moscovita-plagioclase-granate-feldespato potásico.
cuarzo-moscovita-plagioclase-feldespato potásico.
cuarzo-moscovita-plagioclase-feldespato potásico-grafito.

b) anfibolitas:

plagioclase-actinolita-epidota.
plagioclase-hornblenda-escapolita-epidota.

c) cuarcitas negras:

cuarzo-grafito-plagioclase-moscovita-granate-biotita.

d) rocas de silicatos cárnicos:

diópsido-granate.

e) ortogneis migmatítico:

cuarzo-plagioclase-biotita-moscovita-granate-(feldespato potásico).

f) aplitoídes y pegmatoides gneisificados:

cuarzo-plagioclase-feldespato potásico-moscovita.
cuarzo-plagioclase-feldespato potásico-biotita-granate.

En los materiales de la cuenca Carbonífera del río Matachel se reconocen blastesis de sericitia y clorita y cuarzo. En las riolitas el metamorfismo genera desvitrificación con agregados de grano fino de cuarzo, feldespato potásico, clorita y sericitia.

3.5.1.2. Dominio de Sierra Albarrana

La Formación de esquistos moscovíticos presenta un metamorfismo regional polifásico que alcanza la zona de sillimanita-moscovita. Algunas de las asociaciones minerales son poco indicativas aunque compatibles con las condiciones metamórficas de la zona sillimanita-moscovita. No es descartable que parte de estas asociaciones correspondan a zonas de menor metamorfismo, por ejemplo zona de estaurolita-andalucita.

Las asociaciones minerales más frecuentes son:

a) esquistos moscovíticos:

cuarzo-moscovita-biotita marrón-plagioclase-granate-sillimanita.
cuarzo-moscovita-biotita marrón rojiza-plagioclase-sillimanita.
cuarzo-moscovita-biotita marrón-granate.
cuarzo-moscovita-granate.
cuarzo-feldespato potásico-plagioclase-biotita-moscovita.

b) cuarcitas feldespáticas:

cuarzo-moscovita-biotita-plagioclase-granate.

Existen dos fases con blastesis sintectónica de cuarzo, moscovita, biotita y plagioclase y otras dos fases de micropliegues con esquistosidades espaciadas en las que localmente hay reorientación mineral. Los granates son anteriores a la segunda esquistosidad y también hay blastos de biotita intercinemática. La sillimanita sólo se encuentra en las muestras recogidas cerca de la falla de Azuaga, corresponde a fibrolita y más raramente a sillimanita prismática; parece asociada esencialmente a la primera fase y con posterioridad ha sido moscovitizada.

La Formación Azuaga evidencia un metamorfismo de grado bajo a muy bajo, sólo localmente se alcanza blastesis de biotita marrón.

Las asociaciones minerales encontradas en filitas y metagrauvacas son:

cuarzo-mica incolora-biotita verdosa-clorita.
cuarzo-mica incolora-biotita verdosa-clorita-plagioclase.
cuarzo-mica incolora-biotita marrón verdosa.
cuarzo-mica incolora-biotita marrón-plagioclase.
cuarzo-biotita verdosa-clorita.

La blastesis más importante es sintectónica con la esquistosidad más ma-

nifiesta. Se reconocen restos de una blastesis previa, al menos con filosilicatos y también hay pequeños porfiroblastos helicíticos de biotita marrón posteriores a la esquistosidad más manifiesta.

El Carbonífero de este Dominio no es metamórfico y la clorita y calcita que se observan en las tobas se puede interpretar como consecuencia de un proceso de alteración.

3.5.1.3. Dominio de Zafra-Monesterio

En la parte más baja de la sucesión de Tentudía el metamorfismo es de grado bajo, y en la parte alta de grado muy bajo-inicio del grado bajo.

Las asociaciones de minerales blásticos, más comunes, en las diferentes litologías son:

a) metagrauvacas, filitas, esquistos y metatobas:

- cuarzo-biotita marrón verdosa.
- cuarzo-biotita verdosa-clorita-moscovita.
- cuarzo-biotita verdosa-clorita-plagioclase.
- cuarzo-clorita-mica incolora.
- cuarzo-biotita marrón pálido-moscovita-plagioclase.
- cuarzo-biotita marrón-moscovita-plagioclase.
- cuarzo-clorita-mica incolora-grafito.
- cuarzo-biotita marrón verdosa-moscovita.
- cuarzo-biotita marrón-clorita.

b) cuarcitas negras:

- cuarzo-grafito.
- cuarzo-grafito-biotita.

c) mármoles:

- dolomita-cuarzo.

La esquistosidad más manifiesta es de la segunda fase y va acompañada de blastesis sintectónica de cuarzo, plagioclase y filosilicatos. La primera fase, cuando se conserva, es también sinmetamórfica, con blastesis de los mismos minerales. La tercera fase observada no lleva asociada blastesis.

Las muestras con biotita de pleocroismo marrón se localizan, esencialmente, en los afloramientos septentrionales, entre la falla de Malcocinado y la sucesión de metatobas con mármoles. Se puede afirmar que el metamorfismo

aumenta del SO al NE.

Las diferentes litologías de la formación de metatobas con niveles de mármoles han sufrido cambios, que en conjunto, son indicativos del grado muy bajo de metamorfismo. Algunas asociaciones pueden marcar el inicio del grado bajo. Los minerales blásticos más representados y sus asociaciones son:

a) metatobas:

- cuarzo-moscovita-biotita verdosa.
- cuarzo-mica incolora-clorita.
- cuarzo-mica incolora.
- cuarzo-calcita-plagioclase.
- cuarzo-clorita-plagioclase-biotita-anfíbol actinolítico.

b) mármoles:

- calcita-dolomita-mica incolora.
- calcita-cuarzo-moscovita.
- calcita-cuarzo-moscovita-biotita verdosa.
- calcita-cuarzo-clorita-moscovita.

En los mármoles se observa comúnmente una fase de blastesis sintectónica con carbonato, cuarzo, clorita y biotita verdosa, en diversas proporciones. Puntualmente hay restos de una fase previa, al menos con moscovita.

En las metatobas los porfiroclastos, sobre todo de plagioclasas deformadas y rotadas, están envueltos por una esquistosidad definida por la orientación de cuarzo, clorita, biotita y mica incolora. En algunas muestras hay también plagioclasas sódicas en la mesostasis y en un sólo caso se han encontrado blastos prismáticos de anfíbol actinolítico.

La Formación Torreárboles está afectada por una fase de metamorfismo regional del inicio del grado muy bajo. Las texturas de las rocas son poco evolucionadas y sólo se reconoce una etapa de blastesis sintectónica. Las diferentes litologías de los dos miembros de esta formación contienen las siguientes asociaciones de minerales blásticos:

- sericitá-clorita.
- cuarzo-sericitá-clorita.
- sericitá.
- calcita-sericitá.

Las rocas del Carbonífero muestran una ligera reorganización textural atribuible a la diagénesis.

Los únicos minerales recristalizados y/o neoformados son: calcita en las calizas, sericita en pizarras y grauvacas y sericita, clorita y calcita en tobas.

3.5.2. METAMORFISMO DINAMICO

Materiales de distintas Formaciones, Dominios y grado de metamorfismo regional, han sido posteriormente afectados por procesos de metamorfismo dinámico. Las rocas cataclásicas se localizan en corredores de anchura métrica a hectométrica y de gran continuidad. Estos corredores son particularmente frecuentes en la sucesión de gneises y anfibolitas del Dominio de Valencia de las Torres, pero también se encuentran en el ortogneis migmatítico y en el Dominio de Sierra Albarrana.

Las rocas cataclásicas a las que se hace referencia en este capítulo son aquellas que presentan una esquistosidad de flujo cataclástico. No se hará referencia a brechas y microbrechas formadas a baja temperatura y sin estructuración que se encuentran en todos los Dominio asociados a fracturas de diversas edades.

El Dominio de Sierra Albarrana se ha diferenciado un corredor milonítico en materiales de la Formación Azuaga en contacto con el Carbonífero. Las rocas cataclásicas son en este caso ultramilonitas con cohesión primaria, S de flujo cataclástico, cataclasis netamente dominante sobre los procesos de recristalización y/o neoformación mineral y escasos porfiroclastos de muy pequeño tamaño. Los porfiroclastos reconocidos corresponden a cuarzo, plagioclasa, moscovita muy deformada y granates redondeados y alargados. La mestostasis, esquistosa la forman cuarzo granulado y recristalizado y micas muy trituradas.

Estas ultramilonitas derivan de las filitas y metagrauvacas de la Formación Azuaga y han sufrido con posterioridad a la milonitización una fase de micropliegues con esquistosidad espaciada y varias etapas de brechificación.

El ortogneis migmatítico asociado a la sucesión de esquistos y metagrauvacas del Dominio de Valencia de las Torres muestra también los efectos de las fases cataclásicas. La granodiorita biotítica con granates ha sido transformada en gneises milonita con diferentes tamaños de los porfiroclastos feldespáticos. Son rocas con cohesión primaria, marcada esquistosidad de flujo cataclástico, predominio de los procesos de recristalización sobre los cataclásicos y abundantes porfiroclastos que pueden superar un centímetro.

Las plagioclasas se encuentran como porfiroclastos redondeados y alargados con bordes granulados y en agregados granoblásticos dentro de la mestostasis originados por granulación-recristalización. El cuarzo totalmente granulado ha recristalizado en blastos alargados según la esquistosidad y son frecuentes los diferenciados con cuarzo de tendencia poligonal y gran continuidad. La biotita está prácticamente granulada y junto con el cuarzo son los

componentes mayoritarios de la mesostasis; tras la granulación ha recristalizado con marcada orientación. La moscovita se conserva como porfiroclastos muy deformados, sólo una pequeña cantidad ha sido triturada. Por último los granates constituyen porfiroclastos muy fisurados.

La esquistosidad de flujo cataclástico envuelve a los diferentes porfiroclastos con blastesis en zonas de sombra de presión y *flattening*. Con posterioridad ha sido microplegada.

El resto de los materiales de la sucesión de esquistos y metagrauvacas no presentan efectos miloníticos claros con la excepción de ciertos gneises biotíticos de grano fino intercalados con los gneises milonita. Sí se encuentran rocas cataclásicas inmediatamente al N del ortogneis migmatítico donde afloran, en una zona de fractura, materiales de la sucesión de gneises y anfibolitas.

En la sucesión de gneises y anfibolitas, las rocas cataclásicas se encuentran en un extenso afloramiento de gneises milonita, con porfiroclastos centimétricos, diferenciado en cartografía, y en varios corredores de orientación NO-SE. Estos corredores señalan las áreas con mayor intensidad de los procesos dinámicos, bien entendido que otras rocas fuera de dichos corredores presentan también efectos dinámicos poco manifiestos.

El afloramiento de gneises milonita cartografiado es una roca con cohesión primaria con marcada esquistosidad de flujo cataclástico, dominio de la recristalización sincataclástica y abundantes porfiroclastos feldespáticos de diferentes tamaños.

En los corredores miloníticos se encuentran milonitas, gneises milonita con porfiroclastos de diferentes tamaños y más raramente ultramilonitas y esquistos milonita. En todos los casos existe una esquistosidad de flujo cataclástico vertical posteriormente microplegada.

El comportamiento de los minerales más comunes es el siguiente:

- a) el cuarzo se granula con facilidad y habitualmente ha recristalizado. En los gneises milonita se llegan a formar diferenciados granoblásticos.
- b) la biotita se tritura con cierta facilidad y recristaliza en los gneises milonita, en agregados lepidoblásticos o granolepidoblásticos con cuarzo.
- c) la moscovita se conserva en todos los casos como porfiroclastos ahusados, que en las ultramilonitas destacan fuertemente de la mesostasis.
- d) los granates y los silicatos de aluminio se conservan como porfiroclastos, más o menos deformados y triturados.
- e) la plagioclasa da lugar a la mayor parte de los porfiroclastos aunque también se encuentra, en diversas proporciones, granulada o granulada y recristalizada en la mesostasis.
- f) el feldespato potásico se granula y recristaliza con más facilidad que las plagioclases encontrándose tanto en porfiroclastos como en la mesostasis.

Para terminar como ya se ha avanzado en el apartado 3.1., se considera que la gneisificación que ha dado lugar a los ortogneises de Ribera del Fresno y Aceuchal es también de carácter cataclástico.

4. HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica de la Hoja se inicia en el Proterozoico inferior o quizás en el Arcaico superior con la sedimentación de una sucesión vulcanosedimentaria con coladas y tobas de composición ácida y básica. Estos materiales han dado lugar a la sucesión de gneises y anfibolitas del Dominio de Valencia de las Torres.

En el Proterozoico medio se desarrolla una sedimentación pelítico-arcillosa con finas intercalaciones arcósicas. Las rocas metamórficas resultantes del metamorfismo de estos sedimentos están representadas en los Dominios de Valencia de las Torres (sucesión de esquistos moscovíticos) y en el Dominio de Sierra Albarrana (esquistos moscovíticos). Las diferencias mineralógicas observadas entre ambos tipos de esquistos deben ser el resultado de una diferente paleogeografía. Posiblemente en el Proterozoico existieran ya geosuturas que iban a condicionar la paleogeografía del Precámbrico y algunas de ellas incluso la del Paleozoico.

Al final del Proterozoico medio se localiza en el Dominio de Valencia de las Torres un episodio volcánico que posteriormente da lugar al tramo de gneises de grano fino con granate.

Según se ha expuesto en el apartado 2.5., es posible que antes del inicio del Proterozoico superior se produzcan una o más fases de deformación y metamorfismo que posteriormente son obliteradas. Asimismo la individualización de los Dominios se va a manifestar más claramente a partir del Proterozoico superior.

En el Dominio de Valencia de las Torres, el Proterozoico superior está representado por un importante cúmulo de materiales detríticos con aportes vulcanoclásticos de naturaleza ácida y algunas coladas básicas. Estos sedimentos están acompañados de intercalaciones métricas de cuarcitas de origen químico y calizas impuras. Todos estos materiales son además ricos en materia orgánica. En conjunto, indican una sedimentación, en una cuenca uniforme, no demasiado profunda y lentamente subsidente con condiciones reductoras.

La sucesión de Tentudía del Dominio de Zafra-Monesterio presenta caracteres semejantes aunque en los afloramientos de la Hoja los episodios de vulcanismo básico son excepcionales.

Simultáneamente, en el Dominio de Sierra Albarrana y aunque debido al recubrimiento de los materiales recientes no se han observado las relaciones

entre los esquistos moscovíticos y la Formación Azuaga, tiene lugar la sedimentación de una alternancia de lutitas y grauvacas de grano fino que posteriormente darán lugar a las filitas y metagrauvacas de la Formación de Azuaga. Según los datos regionales la Formación Azuaga se depositó discordantemente sobre las metapelitas arcillosas generadoras de los esquistos moscovíticos.

Con anterioridad a la sedimentación de tobas y calizas del Dominio de Zafra-Monesterio, la sucesión de Tentudía y verosímilmente la sucesión de esquistos y metagrauvacas y la Formación de Azuaga así como las formaciones inferiores, son afectadas por la primera fase tectonometamórfica observable con claridad.

El Proterozoico terminal (Rifeense medio superior-Vendiente) sólo está representado en el Dominio de Zafra-Monesterio. Se trata de un conjunto de tobas con intercalaciones de calizas y esporádicos niveles de conglomerados, sedimentados en condiciones someras. A estas alturas, la compartimentación en Dominios era manifiesta y se va a prolongar durante todo el Paleozóico.

Antes de la sedimentación de la Formación Torreárboles (Vendiente superior-Ovetiense) tiene lugar una nueva fase tectonometamórfica que genera la esquistosidad más manifiesta en todas las formaciones Precámbricas.

La sedimentación Paleozóica y quizás parte del Vendiente superior se inicia con el depósito de materiales detríticos, en un medio de playa y constituirá la Formación Torreárboles. Este ambiente evoluciona hacia un medio más profundo: sublitoral en el miembro superior de Torreárboles, hasta un medio de plataforma de aguas someras, en donde se depositarán los primeros niveles carbonatados.

Según los datos regionales, la Formación Torreárboles se sedimentó en discordancia sobre formaciones vulcanoclásticas del Precámbrico terminal. En esta Hoja aflora entre contactos mecánicos y lo único que se puede afirmar es que está restringida al Dominio de Zafra-Monesterio.

En el Dominio de Valencia de las Torres los primeros restos de sedimentación Paleozóica lo constituyen los materiales detríticos atribuidos al Ordovícico depositados en discordancia sobre la sucesión de esquistos y metagrauvacas. Constituyen también un depósito de un ambiente muy somero.

No se han encontrado materiales del Silúrico y Devónico.

El Carbonífero está representado en los tres Dominios, sus materiales se alojan en todos los casos en zonas muy fracturadas que han individualizado fosas en las cuales hay de forma constante, junto a los materiales sedimentarios episodios volcánicos. La edad de las diferentes cuencas no es la misma: probable Tournaisiense-Viseense para la cuenca del Matachel y ¿la del arroyo Hondo? y Namuriense-Westfaliense para la cuenca de Los Santos de Maimona.

Con posterioridad al Carbonífero inferior tiene lugar la primera deforma-

ción del ciclo Hercínico que genera el sinclinal de la cuenca del Matachel y la estructura de la cuenca del arroyo Hondo.

La distribución de los materiales Paleozóicos confirma la importante compartimentación iniciada en el Precámbrico.

Con posterioridad al menos al Carbonífero inferior, los grandes accidentes longitudinales re juegan y se produce la distribución actual en Dominios. Estos accidentes representan cizallas que consiguen acercar porciones de la corteza en principio relativamente alejadas. El metamorfismo dinámico se asocia a estas cizallas y afecta de forma desigual a las diversas formaciones. De todos los accidentes longitudinales, la falla de Azuaga es la más importante y el acercamiento entre los Dominios de Sierra Albarrana y Valencia de las Torres puede superar decenas de kilómetros.

Los ortogneises de Ribera del Fresno y Aceuchal deben ser tardiprecábricos y han sido gneisificados en las fases cataclásicas. Otras rocas ígneas, como los gabros y los granitoides, se han emplazado a favor de fallas longitudinales. De la importancia de algunos de estos accidentes dan fe los asomos de rocas ultramáficas serpentinizadas encontrados en el Dominio de Valencia de las Torres.

No existen datos para deducir la historia geológica durante el Mesozoico y parte del Terciario por ausencia de terrenos de dicha edad. En el Mioceno la región estaba emergida y había sufrido procesos de erosión con formación de un paleorelief que los materiales aportados por la red fluvial desde los bordes de la cuenca comenzaban a llenar.

Durante el Plioceno Superior probablemente se produce una nueva fase erosiva en clima árido con peneplanización del relieve incluso en las áreas ocupadas por el Mioceno. Sobre esta superficie se desarrolla un encostamiento por procesos edafoclimáticos más o menos potente según las áreas. Sobre esta superficie se desarrolla otra semejante, con formación asimismo de costras. Una fase de alteración y carstificación posterior y el comienzo de encajamiento de la red fluvial en el Pleistoceno dan paso al Cuaternario. Los procesos de formación de terrazas en la Cuenca del Guadiana no tienen reflejo en los bordes, a excepción del encajamiento generalizado de la red.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

No existen explotaciones mineras de ningún tipo por lo que este capítulo se limita a la descripción de un pequeño número de canteras y al apartado de Hidrogeología.

5.1. CANTERAS

Ha habido pequeñas labores en gneises leucocráticos en las proximidades de Ribera del Fresno y en anfibolitas al S de Villafranca, al parecer destinadas a áridos para carretera.

Otro grupo de explotaciones se localiza en las proximidades de Fuente del Maestre, en las calizas de la Sierra Rubio, para el abastecimiento de hornos de cal.

5.2. HIDROGEOLOGIA

Las posibilidades de esta Hoja son reducidas. Existe un elevado número de pequeños pozos pero de escaso caudal y que se secan en el estío.

Las únicas zonas con posibilidades se centran en las calizas de la Sierra Rubio y en las fracturas de mayor importancia. Así, el suministro a la localidad de Villafranca procede de un manantial y varios pozos situados sobre la falla de Azuaga.

6. BIBLIOGRAFIA

- ARRIOLA, A., EGUILUZ, L., FERNANDEZ CARRASCO, F., GARROTE, A. y SANCHEZ CARRETERO, R. (en prensa).- "Mapa geológico de España a escala 1:50.000, Hoja n° 876, Fuente de Cantos. I.G.M.E. 2^a ed. Madrid.
- BARD, J.P. (1.967).- "Granites écrasés et orthogneiss "Ollo de Sapo" a disthène dans la bande métamorphique de Badajoz-Azuaga et le problème d'un socle briovérien dans le Sud de l'Espagne. *C.R. Acad. Sc. París*, 265, 1.875-1.878.
- BLADIER, Y. (1.974).- "Structure et pétrologie de la bande blastomylonitique de Badajoz-Cordoue: les roches cataclastiques. Clasification-interpretation". *Thèse 3^e cycle*. Montpellier, 105 p.
- CHACON, J., DELGADO-QUESADA, M. y GARROTE, A. (1.974).- "Sobre la existencia de dos diferentes dominios de metamorfismo regional en la banda Elvas-Badajoz-Córdoba". *Bol. Geol. y Min.*, 85-86, 713-717.
- CHACON, J. (1.974).- "Metamorfismo dinámico de la banda (Badajoz-Córdoba)". Los gneises milonitas de Higuera de Llerena (Badajoz). *Bol. Geol. y Min.*, 95-96, 700-712.
- CHACON, J. (1.979).- "Estudio geológico del sector central del anticlinorio Portoalegre-Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico Meridional)". *Tesis doctoral Univ. Granada*. 728 pp.

- CHACON, J. y PASCUAL, E. (1.979).- "El anticlinorio Portoalegre-Badajoz-Córdoba, divisoria entre las zonas Centro Ibérica y Ossa Morena (SW del Macizo Ibérico)". *Cuad. Geol.*, 8 y 9, 21-37.
- CHACON, J., MARTIN RUBI, J.A. y PESQUERA, A. (1.980).- "El ortogneis de Ribera del Fresno: un cuerpo granítico intrusivo prehercínico aflorante en el sector central del anticlinorio Portoalegre-Badajoz-Córdoba". *Bol. Geol. y Min.*, 91-5, 661-674.
- DELGADO-QUESADA, M. (1.971).- "Esquema geológico de la Hoja nº 878 Azuaga". *Bol. Geol. y Min.*, 82, 277-286.
- EGUILUZ, L., FERNANDEZ CARRASCO, J., GARROTE, A. y COULLANT, J.L. (en prensa).- "Mapa geológico de España 1:50.000, Hoja nº 897, Monesterio. I.G.M.E. 2^a ed. Madrid.
- FRICKE, W. (1.941).- "Die Geologie des Grenzgebietes zwischen nordostlicher Sierra Morena und Extremadura". *Diss. Math-Natu. Fak.*, 88 p., Univ. Berlín.
- FRICKE, W. (1.951).- "Die geologie des Grenzgebietes zwischen nordostlicher Sierra Morena und Extremadura". *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 103, 136-138.
- GARROTE, A. (1.976).- "Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana (Prov. de Córdoba)". *Mem. e Not., Pub. Mus. Lab. Min. Geol. Coimbra*, 82, 17-40.
- GARROTE, A., DELGADO-QUESADA, M. y CONTRERAS, M.C. (en prensa).- Mapa geológico de España a escala 1:50.000, Hoja nº 900, La Cardenchosa". I.G.M.E. 2^a ed. Madrid.
- GARROTE, A. (en prensa).- "Relaciones blastesis deformación en las rocas metapelíticas de metamorfismo de grado medio del núcleo de Sierra Albarrana". (Córdoba).
- GARROTE, A., ORTEGA HUERTAS, M. y ROMERO, J. (1.980).- "Los yacimientos de pegmatitas de Sierra Albarrana (Prov. de Córdoba, Sierra Morena)". *Temas geol. min.*, I Reunión sobre la geología de Ossa Morena, 145-168.
- GARROTE, A. y BROUTIN, J. (1.980).- "Le bassin tournaisien de Benajarafe (Prov. de Cordue, Espagne)". Géologie et première donneés paléobotaniques et palynologiques.
- HERRANZ, P., SAN JOSE, M.A., PELAEZ, J.R. y VILAS, L. (1.973).- "Características geológicas, hidrogeológicas e hidroquímicas de los alrededores de Villanueva de la Serena y Don Benito (Badajoz)". *C.S.I.C. Inst. Est. Extrem.*, Dep. Geol. Econ., 93 pp., Madrid.
- HERRANZ, P., SAN JOSE, M.A. y VILAS, L. (1.977).- "Ensayo de correlación del Precámbrico entre los montes de Toledo y el valle de Matachel". *Est. Geol.*, 33, 327-342 pp.
- LIÑAN GUIJARRO, E. (1.978).- "Biestratigrafía de la Sierra de Córdoba".

Tesis Doctoral, Universidad de Granada. 212 pp.

- LOTZE, F. (1.945).- "Einige probleme der Iberischen Meseta". *Geotekt. Forsch.*, vol. 6, pp. 1-12.
- "Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta". *Geotekt. Forsch.*, vol. 6, pp. 78-92.
- MUELAS, A. y SOUBRIER, J. (1.977).- "Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hoja nº 828; Barcarrota". *I.G.M.E.*, 2^a edición. Madrid.
- MUÑOZ, M. y VEGAS, R. (1.974).- "Paragneises y ortogneises de la banda metamórfica Badajoz-Córdoba". *Bol. Geol. y Min.*, 84-85, 450-463.
- NAVARRO, E. y LACAZETTE, F. (1.922).- "Estudio de la cuenca Carbonífera de Los Santos de Maimona (Badajoz)". *Bol. Of. Min. y Met.*, año VI, nº 63. Madrid.
- ODRIOZOLA, J.M., PEON, A., VARGAS, I., GARROTE, A. y ARRIOLA, A. (en prensa).- "Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hoja nº 854; Zafra". *I.G.M.E.* 2^a ed. Madrid.
- PEREZ LORENTE, F. (1.977).- "Geología de la zona de Ossa Morena al N de Córdoba (Pozoblanco-Bélmez-Villaviciosa de Córdoba)". *Tesis doctoral Univ. Granada*, 375 pp.
- ROBARDET, M. (1.976).- "L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au paléozoïque inférieur: Ordovicien, silurien et devonien dans le nord de la province de Sevilla (Espagne)". *C.R. Ac. Sc. París*, D., 283, 999-1.002.
- ROSSO DE LUNA, I. y HERNANDEZ PACHECO, F. (1.956).- "Mapa geológico de España a escala 1:50.000, Hoja nº 829: Villafranca de los Barros". *I.G.M.E.* 1^a ed. Madrid.
- VAZQUEZ, F. y FERNANDEZ, F. (1.976).- "Contribución al conocimiento geológico del SW de España en relación con la prospección de depósitos de magnetitas". *Mem. Inst. Geol. y Min. Esp.* t. 89. Madrid.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 MADRID 3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA