



IGME

803
11-32

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ALMENDRALEJO

Segunda serie-Primera edición



INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E 1:50.000

ALMENDRALEJO

Segunda serie-Primera edición

**CENTRO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

Centro de Publicaciones - Ministerio de Industria y Energía - Doctor Fleming, 7 - 28036 Madrid
Fotocomposición: Carmagraf, S.A.
Imprime: P. Montalvo, S.A.
Depósito legal: M-40.420-1988
NIPO: 232-88-005-7

La presente Hoja de Almendralejo, ha sido realizada por INGEMISA durante los años 1984-85, siguiendo las normas que para estos trabajos marca el IGME y bajo la dirección y supervisión de sus técnicos.

Las personas que han intervenido en su realización han sido:

CARTOGRAFIA Y MEMORIA

Octavio Apalategui Isasa (INGEMISA)
Antonio Jorquera de Guindos (INGEMISA)
Miguel Vallalobos Megías (INGEMISA)

PETROLOGIA

Rafael Sánchez Carretero (UNIV. PAIS VASCO)

PALEONTOLOGIA

Genaro García Alcalde (UNIV. OVIEDO)
Teodoro Palacio Medrano (UNIV. EXTREMADURA)
Eladio Liñán Guijarro (UNIV. ZARAGOZA)
Enrique Vilas Pedruelo (UNIV. ZARAGOZA)
Francisco M. Soto Fernández (UNIV. OVIEDO)

GEOMORFOLOGIA

Joaquín Rodríguez Vidal (UNIV. SEVILLA)

SEDIMENTOLOGIA

Cristino Dabrio González (UNIV. SALAMANCA)
Gaspar Alonso (UNIV. SALAMANCA)
Ildefonso Armenteros (UNIV. SALAMANCA)

SUPERVISION

Cecilio Quesada Ochoa
Lucas A. Cueto Pascual

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc. de dichas muestras.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Además de esta información existe una serie de estudios específicos, relativos a un bloque de 5 Hojas MAGNA (Hoja n.^{os} 800, 801, 802, 803 y 804).

- Estudio estratigráfico de las series paleozóicas que afloran en las Hojas n.^{os} 803 y 804.
- Carectización petrológica y química de rocas ígneas.
- Estudio estratigráfico-sedimentológico del Neógeno-Cuaternario de la Cuenca del Guadiana.
- Informe geomorfológico.

O. INTRODUCCION

La Hoja de Almendralejo, n.^o 803 del MNT a escala 1:50.000 se sitúa íntegramente en la provincia de Badajoz, justo al sur del río Guadiana, y al Este de la Tierra de Barros.

Orográficamente, la Hoja presenta dos zonas muy definidas; el tercio oriental presenta un modelado de tipo Apalachiano, y en él se localizan los principales relieves de la Hoja, que se corresponden con las Sierras de Peñas Blancas y de Juan Bueno. El resto de la Hoja es prácticamente llana, (llanura de colmatación pliocuaternaria) y en ella se encaja la red fluvial actual.

Hidrográficamente, todo el área corresponde a la cuenca del Guadiana, las aguas drenan hacia el Norte y noroeste, a favor de una serie de ríos y arroyos entre los que destaca el río Matachel, y los arroyos Tripero y Harnina.

Los núcleos de población más importantes, son Almendralejo, Alange y Zarza de Alange. Son pueblos eminentemente agrícolas y/o ganaderos, si bien existen algunas industrias de poca importancia destinadas a la transformación de los productos anteriores.

La agricultura es fundamentalmente extensiva, y predomina el cultivo de la vid, el olivo, cereales y girasol.

Actualmente se construye una presa en las proximidades de Alange, que permitirá la puesta en regadío de amplias zonas de la Hoja.

En el pueblo de Alange se ubican unas antiguas termas romanas, convertidas hoy día en baños, que atraen durante el verano a un buen número de visitantes.

La Hoja está bien comunicada, estando atravesada de norte a sur por la carretera N-630; existen además una serie de carreteras locales y comarcales que permiten un fácil acceso a cualquier punto de la misma.

1. ESTRATIGRAFIA

Los materiales que afloran en la Hoja de Almendralejo son, por una parte rocas metamórficas y/o ígneas de edad Precámbrico y Paleozoico, (substrato), y por otra, materiales detriticos no consolidados de edad Neógeno-Cuaternario (cobertura).

Los materiales del substrato afloran en el tercio oriental de la Hoja, y en las proximidades de Almendralejo; pertenecen a la zona de Os-sa-Morena según la división de LOTZE, F. (1945) y JULIVERT et al (1974). En este trabajo, se asume la división utilizada en los últimos trabajos para el plan MAGNA, según la cual, dentro del área de estudio, estarían representados lo dominios de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina y Valencia de las Torres-Cerro Muriano. En la VI reunión del GOM, se adoptó el criterio de incluir el dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina, dentro de la zona Centro-Ibérica.

1.1. DOMINIO OBEJO-VALSEQUILLO-PUEBLA DE LA REINA

Este dominio, está ampliamente representado dentro del área de estudio, y se caracteriza por la coexistencia de rocas paleozoicas de afinidad Centro Ibérica y materiales precámbrios de afinidad Os-sa-Morena.

Dentro de este dominio, se pueden aislar una serie de afloramientos caracterizados por una estratigrafía específica de los materiales pa-

leozoicos, a los cuales se les da el rango de Unidad. Las Unidades diferenciadas en la Hoja, son de norte a sur las siguientes:

- Unidad de Alange.
- Unidad del Valle.
- Unidad de Puebla de la Reina.

1.1.1. Unidad de Alange

Los materiales reconocidos en la Unidad de Alange, dentro de la presente Hoja, son de muro a techo los siguientes.

1.1.1a) Esquistas y cuarzoesquistos biotíticos con metavolcanitas ácidas, básicas y cuarcitas negras (S. Tentudía y Montemolín). (35, 38)

Los materiales más bajos reconocidos en esta Unidad, son una sucesión de esquistas y cuarzoesquistos biotíticos, que intercalan pasadas de material volcánico y de cuarcitas negras.

Existen dos afloramientos de estos materiales, que se interpretan como una repetición tectónica debido al juego de una falla de dirección aproximada E-W.

Los materiales reconocidos en ambos afloramientos son fundamentalmente esquistas y cuarzoesquistos biotíticos con intercalaciones de material grauváquico; hacia el muro de la sucesión aparecen rocas volcánicas de naturaleza ácida y básica, así como pasadas poco potentes de cuarcitas negras; las rocas volcánicas afloran ampliamente en zonas más orientales, en las proximidades de Oliva de Mérida (Hoja 804).

Los esquistas son rocas de color grisáceo, de grano fino y textura esquistosa lepidoblástica, formados por cuarzo, plagioclasa, moscovita y biotita. Los cuarzoesquistos tienen la misma composición y textura granolepidoblástica esquistosa.

Las grauvacas son rocas esquistosas de color gris y textura esquistosa blastopsamítica, formadas por cuarzo, plagioclasa, mica incolora y biotita. La roca presenta clastos monomineralógicos de cuarzo y plagioclasa, clastos de rocas cuarcíticas y matriz sericítico-clorítica, y clastos de rocas ígneas microgranuladas con cuarzo y plagioclasa.

Los niveles de rocas básicas diferenciados, son clasificados unas veces como anfibolitas, y otras como metadiabasas. Las anfibolitas son rocas masivas, de color verdoso, tienen textura nematoblástica y están compuestas por anfíbol (hornblenda verde-actinolita), plagioclasa (oligoclásica), y en menor proporción cuarzo, clorita, epidota, etc.

Las matadiabasas son rocas esquistosas de color verdoso y textura blastoofítica formadas por cuarzo (escaso), plagioclasa (sericitizada), melanocrotos (biotita y/o anfibol), feldespato potásico y opacos.

Los diferenciados procedentes de material volcánico ácido, son rocas cuarzo-feldespáticas con textura blastoporfidica esquistosa, formadas por fenocristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa inmersos en una matriz microcristalina y/o vitrea.

Estos materiales se ven afectados por metamorfismo de contacto debido a la intusión de los gabros de Alange, y Zarza de Alange.

Las rocas volcánicas de esta sucesión muestran por lo general carácter calcoalcalino, aunque algunas muestras presentan carácter toléítico, e incluso una muestra es de afinidad alcalina.

A estos materiales se les atribuye una edad Rifeense medio-superior, por correlación con la sucesión Tentudía y/o Montemolín (EGUILUZ, L. et al) 1983).

1.1.1b) Metavolcanitas y calizas (F. Malcocinado) (39, 41)

Por encima de los materiales anteriormente descritos, aparecen rocas volcánicas de naturaleza variada que intercalan lechos carbonatados de escasa potencia y continuidad.

Estos materiales afloran al NE del Cerro Grajera, y a lo largo del arroyo del Risquillo. En el campo no se observa su relación con los materiales precámbricos anteriormente descritos, ya que la zona de contacto queda cubierta por los depósitos pliocuaternarios.

Los materiales reconocidos en este afloramiento, son tobas cloríticas con texturas esquistosas blastopsamíticas formadas por clastos monocrystalinos de plagioclasa, biotita cloritizada, y cuarzo, algunos con formas corroídas, y pequeños fragmentos rocosos de grano fino de cuarzo y/o cuarzo-plagioclasa.

Interestratificadas entre el material volcánico, aparecen rocas carbonatadas impuras formadas por calcita, cuarzo y filosilicatos.

En esta formación, se ha diferenciado un nivel de volcanitas ácidas interestratificadas entre los materiales tobáceos anteriormente descritos; se trata de una roca porfídica orientada con fenocristales idiomorfos de cuarzo y plagioclasa, inmersos en una matriz de grano fino formada por cuarzo y mica incolora. La cartografía de este nivel permite visualizar una neta discordancia angular entre estos materiales y las rocas paleozoicas que se le superponen.

Químicamente estos materiales son de tendencia calcoalcalina (ver informe químico en documentación complementaria) y se relacionan con un volcanismo orogénico del Precámbrico terminal.

Por su litología químico y contexto estos materiales se relacionan con la formación Malcocinado, y se les asigna una edad Vendienense.

1.1.1c) Arcosas (42)

Sobre los materiales precámbrios hasta ahora descritos, aparece una pequeña barra de arenas, que aflora al Norte de la Casa de Ayala. El afloramiento, se relaciona con una pequeña alineación de cerros, y la roca presenta aspecto masivo, siendo difícil reconocer ningún tipo de estructura sedimentaria.

En muestra de mano, la roca presenta color claro, tamaño de grano arena y orientación grosera; al microscopio presenta textura psamática-blastopsamítica y está formada por clastos monocrystalinos de cuarzo, moscovita y biotita y, fragmentos de rocas de diversa naturaleza; lutitas serícíticas, grauvacas, pizarras, chert y agregados granoblásticos de cuarzo.

Por su litología y contexto, estos materiales se correlacionan con la formación Torreárboles, y se le asigna una edad Vendienense-Ovetiense.

1.1.1d) Pizarras grises con pasadas arenosas y calizas estromatolíticas a techo (43, 44)

Por encima del nivel de arcosas, aparece una sucesión eminentemente detrítica, formada por pizarras y areniscas moscovíticas, con ni-

veles esporádicos de calizas estromatolíticas. Estos materiales se sitúan a muro de la cuarcita armónica, suelen estar cubiertos por los amplios depósitos de piedemonte que rodean los afloramientos cuarcíticos, y sólo en las proximidades del Cortijo de Ayala, existen buenos afloramientos.

Los tramos basales de esta sucesión (40-50 m) están muy cubiertos en el corte de las Casas de Ayala, pero se observan en la Hoja de Oliva de Mérida, donde se aprecia que el paso de las pizarras a las arcosas es gradual.

Sobre los anteriores, afloran 60 m de pizarras y limos grises bastantes monótonos, con algunas pasadas areniscosas de espesor milimétrico. La parte superior de este tramo (últimos 10 m) son unas facies heterolíticas (pizarras y areniscas) que en conjunto, componen una magasecuencia de espesor de bancos de arenisca y de energía crecientes, que da paso a un nivel de calizas estromatolíticas poco potente (10-15 cm) y de escasa continuidad.

En detalle las facies heterolíticas pueden presentarse de muro a techo por:

- Capas finas de limo/arena fina con laminación cruzada de ripples de oscilación con cresta E-W.
- Arcillas y limos con laminación cruzada de ripples de oscilación.
- Arenas finas en bancos de 5-15 cm con ripples de oscilación.

Sobre los anteriores materiales aparecen 40 m de una sucesión monótona de pizarras grises moscovíticas bioturbadas, que hacia la mitad, intercalan un nivel arenoso de unos 30 cm de espesor, con estructuras redondeadas que pudieran ser de carga. Termina el tramo con un nivel decimétrico de calizas estromatolíticas de morfología arrosariada.

El siguiente tramo es una sucesión de unos 40 m de potencia, que en la parte inferior contiene pizarras verdosas y grises con intercalaciones de areniscas bioturbadas, más arriba se añaden bancos arenosos que integran una megasecuencia de espesor de estratos creciente hacia arriba, a techo un nivel continuo de calizas estromatolíticas de unos 2 m de espesor y hasta 1 km de corrida, con niveles intercalados de arcillas. Algo más abajo hay también niveles de calizas oncolíticas que ocasionalmente pueden estar totalmente silicificadas.

Al microscopio el material detrítico de esta sucesión muestra textura esquistosa blastopelítica y/o blastopsamítica según el sedimento, y está formado fundamentalmente por cuarzo, plagioclasa y mica detrítica (muscovita, biotita, biotita cloritizada) y abundantes pesados.

Los clastos de cuarzo y feldespatos están bastante redondeados y sin recristalizar; en conjunto todas las rocas muestran un grado de evolución textural y metamórfico poco avanzado.

Las calizas muestreadas, presentan textura granoblástica, estromatolítica, y están formadas por calcita junto a cuarzo y micas detríticas.

En el nivel calizo más bajo, se han reconocido mallas de algas, trilobites e hyolites; que producen la formación de niveles oncolíticos, estromatolíticos y bioclásticos, donde se ha reconocido *Vetella* sp., *Epiphyton* sp., *Renalcis*, sp. y *Bigotina* sp., paleobiocenosis representada en la Sierra de Córdoba en la parte media del tramo I de la Formación Pedroches, donde caracteriza el Ovetiense inferior.

La segunda barra calcárea más potente contiene el ignogénero *Gordia*.

1.1.1e) Pizarras y areniscas violáceas (45)

Sobre los anteriores materiales, aparece una sucesión detrítica formada por pizarras y areniscas finas de color violáceo, que afloran entre el Cerro Grajera y el Castillo de Alange.

La sedimentación se inicia con unos depósitos de arena media con granoclasicación positiva y pequeñas huellas de carga en bancos de espesor centimétrico.

El resto de la sucesión (150 m) es una alternancia de bancos de pizarras y limos violáceos con otros de arenisca de grano fino. La estructura interna de los niveles limosos es laminación paralela y cruzada debida a ripples, y las de los areniscosos, laminación o estratificación cruzada en surco (en las capas más potentes) con direcciones N340 a N20. En el techo de las capas suelen encontrarse ripples sobre todo de interferencia.

Toda la unidad se organiza en dos megasecuencias de tamaño de grano y espesor de estratos creciente a techo (negativas); tienen un

tramo inferior limoso, y gradualmente se van intercalando los niveles de arenisca que son más potentes (10-30 cm e incluso más) hacia arriba, a la vez que aumenta el tamaño de grano.

En estos dos episodios, los aportes dominan sobre el efecto de la subsidencia o elevación relativa del nivel del mar, pero son compensados después y se vuelve a las condiciones de mar somero siliciclástico con aportes lutíticos y de areniscas retrabajadas por olas y corrientes de componente norte. La génesis de las dos megasecuencias se atribuye a una progradación de los ambientes someros y no a la formación de barras o relieves sobre el fondo, ya que se trata de bancos de areniscas de poco espesor que, por sí solos, no justifican los cambios necesarios que debería llevar aparejados una barra de mar somero.

El estudio microscópico de estos materiales, indica que se trata de una roca con textura esquistosa formada por cuarzo, plagioclasa, moscovita, clorita detrítica y opacos; los niveles más arenosos presentan clastos de cuarzo y plagioclasa bastante angulosos.

La edad de estos materiales no se ha podido determinar de forma directa en el presente trabajo, por su posición hay que atribuirle una edad Tremadoc.

1.1.1f) Arcosas rosas y pizarras violáceas (46)

De forma gradual se pasa de la sucesión antes descrita a otra bastante potente (unos 200 m de espesor) formada por arenas muy inmaduras y de grano medio, en bancos de potencia métrica (2-6 m) que intercalan pasadas subordinadas de limos violáceos.

Los bancos de arenisca muestran una estructura interna compleja y constan de varias capas (que no parecen integrar megasecuencias de alguna tendencia concreta) con estratificación cruzada en surco. Hay también capas de 50-70 cm de espesor con morfología de cuña y láminas de tendencia sigmoidal que parecen apuntar hacia el Sur.

En los nuevos cortes de la carretera de Alange-Almendralejo se observa que los niveles pasan en seguida a una alternancia de areniscas/lutitas violáceas y, sobre ellas aparecen unos bancos de areniscas de espesor variable que están formadas por varios sets, con estratificación cruzada en surco cuyas direcciones apuntan mayoritariamente hacia el Norte.

El estudio microscópico de estos materiales indica que son rocas similares a las estudiadas en el anterior apartado, si bien se observa un aumento del tamaño de grano y un menor rendimiento de los clastos de cuarzo y feldespatos.

La edad de estos materiales no ha podido ser precisada de forma directa en el presente trabajo; por su posición y litología se le asigna una edad Tremadoc.

1.1.1g) **Ortocuarcitas blancas (cuarcita armoricana) (47)**

Los siguientes materiales reconocidos, son una sucesión cuarcítica que aflora en dos bandas paralelas en el borde nororiental de la Hoja.

En ningún punto se observa la relación de las cuarcitas con la sucesión anteriormente descrita, salvo en las proximidades de la Casa de Ayala, donde se aprecia un tránsito gradual de una sucesión a otra.

Los afloramientos son fácilmente identificables, ya que se relacionan con zonas elevadas del terreno, como son la Sierra de Peñas Blancas, el Cerro Grajera, Cerro Holgados, Cerro Calvario, etc.

La sucesión está formada casi exclusivamente por ortocuarcitas blancas, por lo general de aspecto masivo (algo más bandeadas hacia el techo) donde es difícil reconocer por lo general ningún tipo de estructura sedimentaria.

El estudio microscópico de estos materiales indica que se trata de una roca con textura blastopsamática formada en su mayoría por clastos monocrystalinos de cuarzo de diverso tamaño, a los que acompañan algunos fragmentos de rocas lutítico-sericíticas, así como algunos agregados microcristalinos de cuarzo. La matriz es muy escasa, siendo frecuentes los contactos entre clastos.

Estos materiales se correlacionan con la Cuarcita Armoricana, la cual se interpreta habitualmente como un depósito marino somero en forma de barras que migran en la plataforma.

La potencia de estos materiales es variable, su máximo desarrollo se observa en la zona de la Sierra de Peñas Blancas, donde se alcanzan espesores de hasta 400-500 metros.

1.1.1h) Areniscas ferruginosas con intercalaciones de esquistos (48)

Sobre los materiales anteriormente descritos, reposa una sucesión detrítica compuesta por areniscas ferruginosas, con pasadas de pizarras sericíticas.

Estos materiales se sitúan siempre a techo de las cuarcitas blancas, y aparecen junto a ellas, en los afloramientos localizados.

Se trata de una alternancia de areniscas en bancos de potencia variable y esquistos sericíticos. El espesor de los bancos areniscosos oscila entre 5 y 30 cm salvo los que aparecen hacia la mitad de la sucesión, que alcanzan el metro. Están muy bioturbados apareciendo pistas horizontales y verticales algunas de las cuales alcanzan una anchura de 1 cm. En el techo de algunos bancos se aprecian ripples de crestas muy sinuosas (linguoides) con pistas finas superpuestas.

Las areniscas están teñidas por óxidos de hierro que, al parecer, progresaban a través de las fracturas de la roca, así como a favor de los contactos de bancos de distinta litología y porosidad.

Estos materiales se considera que son discordantes sobre las cuarcitas, ya que según los supuestos que se manejan existe un hiato sedimentario que abarcaría desde el Ordovícico Inferior hasta el Devónico.

Su espesor es variable, y oscila entre los 60-70 m al Sur de la Sierra de Peñas Blancas, hasta los 15-20 m que afloran al oeste de Zarza de Alange.

Estos materiales se interpretan como un depósito de medio marino somero, quizá hasta sublitoral, con aguas oxigenadas donde vivía una fauna bentónica bioturbadora sobre fondos arenosos móviles agitados por oleaje suave y corrientes a cuyo favor migran ripples. Durante períodos más tranquilos decantaba el sedimento de grano más fino (arcillas). Hacia el techo del tramo la acumulación de restos orgánicos esqueletales llega a ser muy notable y casi llegan a constituir lumaquelas.

Dentro de esta formación, se ha localizado un yacimiento fósil, en la vecina Hoja de Oliva de Mérida (muestra 13-32 Al-9022) que ha proporcionado una rica fauna de braquiópodos junto a crinoides y bivalvos que caracterizan el Devónico inferior (Pragiense).

1.1.1i) Esquistos sericíticos con pasadas de areniscas y calizas bioclásticas (49, 50)

Sobre las areniscas ferruginosas y en concordancia, aparece una sucesión de esquistos sericíticos, que intercalan esporádicos niveles arenosos y calizas hacia la base.

Estos materiales afloran al sur de las grandes alineaciones cuarcíticas del borde noroeste de la Hoja, dan formas deprimidas en el relieve, y en muchas ocasiones están ampliamente cubiertos por depósitos de piedemonte. En los dos afloramientos reconocidos estos materiales aparecen cabalgados y laminados hacia el techo por rocas cuarcíticas de diversa edad.

En conjunto se trata de una monótona sucesión de esquistos de grano muy fino, sericíticos, de coloración variada (morados, grises, rosáceos, etc.) que intercala hacia la base algunos niveles arenosos, y calizas bioclásticas.

Buenas observaciones de esta sucesión se pueden hacer en la cantera de Alange, donde están expuestos los tramos basales de la misma, así como en otras explotaciones como la del Cerro Holgados y la de la Sierra de Juan Bueno.

Los niveles de calizas encontrados, se localizan unos dos kilómetros al oeste de Zarza de Alange, y contienen una abundante fauna de braquiópodos.

Se han encontrado yacimientos fósiles en esta sucesión; el primero en la cantera de Alange (muestra 11-32 Al-9001), donde se ha reconocido una amplia fauna marina de braquiópodos, ostrácodos y briozos, en unos niveles arenosos que se sitúan justo a muro de esta sucesión. El segundo yacimiento se localiza en un nivel de calizas arenosas algo dolomitizadas, que aparece intercalado entre los esquistos sericíticos, muestra 11-32 Al-9001, donde se ha reconocido una abundante fauna de braquiópodos, gasterópodos, tabulados y briozos. La muestra Al-9090 ha proporcionado una edad Devónico medio (Bivetense) y la muestra Al-9090 situada en una posición estratigráfica más alta, contiene fauna del Devónico inferior (Pragiense). Estos datos son contradictorios, y de forma provisional se asignan a estos materiales una edad Devónico inferior-medio; no obstante no se descarta la posibilidad de que los esquistos sean de edad Devónico medio, y que el nivel calizo represente un olistostroma del Devónico inferior.

La intensa transformación que han sufrido estos materiales, impide su estudio sedimentológico, si bien se supone que la sucesión marca el paso rápido a condiciones marinas más profundas (transgresión), quedando los sedimentos por debajo del nivel de base del oleaje, aunque no necesariamente a gran profundidad.

No se conoce el techo de esta sucesión, sin embargo la potencia de los materiales aflorantes hay que estimarla como mínimo en unos 250-300 metros.

1.1.2. Unidad del Valle

Se engloba en esta Unidad, una serie de materiales precámbrios y paleozoicos, que afloran en una banda de unos 2 km de espesor, que recorre la Hoja desde las proximidades del Cortijo Obando, hasta el borde oriental de la misma.

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

1.1.2a) Pizarras y grauvacas con metamorfismo de contacto (29)

Al Este de Alange, se reconoce un pequeño afloramiento de pizarras y grauvacas, que discurre con dirección N120°E, entre el amplio piedemonte que bordea por el sur la Sierra de Peñas Blancas y los afloramientos de arcosas de la Unidad del Valle.

Los afloramientos los constituyen pizarras y grauvacas grisáceas de grano fino y aspecto compacto, con abundantes fracturillas rellenas de cuarzo.

En el campo estos materiales están intruidos por un granitoide que produce sobre ellos un claro metamorfismo de contacto.

El estudio microscópico indica que son rocas detríticas formadas por clastos monocristalinos de cuarzo y plagioclasa posiblemente de origen volcanoclástico, inmersos en una matriz cuarzo-arcillosa.

La textura de la roca es por lo general esquistosa-blastosamítica, excepto las muestras más próximas al granito, que son granoblásticas.

cas de grano muy fino por la neoformación de vacuolas diseminadas compuestas por agregados desorientados de mica incolora, clorita y cuarzo.

Estos materiales por su litología y contexto se relacionan con la sucesión Tentudía, y por tanto se le asigna una edad Rifeense medio-superior.

1.1.2b) Arcosas con pasadas conglomeráticas de matriz arcósica (30)

Sobre los materiales precámbnicos descritos, o sobre algunos de los granitos preordovícicos que afloran en el área (ver descripción en capítulo de petrología) reposa una sucesión arcósica que marca el inicio de la sedimentación paleozoica (inicio del ciclo Hercínico).

Dentro de la presente Hoja, los mejores afloramientos de arcosas reconocidos se localizan al SE de Alange en la zona de la Dehesa de las Yeguas.

Los tramos basales de las arcosas, son de grano medio, y lo integran cuerpos de arenas canalizadas en el seno de sedimentos más finos; se observan estructuras del tipo estratificación cruzada en surco siendo las direcciones de corriente observadas NNW.

Hacia arriba aparecen tramos arcósticos más groseros, en ocasiones con pasadas conglomeráticas de hasta 10-15 m de espesor que dentro de la presente Hoja se localizan al sur de Alange.

La organización general del tramo, es en unidades de tendencia granodecreciente, separadas por superficies erosivas de morfología canalizada.

En muestras de mano las arcosas son rocas de color amarillo, por lo general poco orientadas; al microscopio presentan textura blastop-samítica y está formada por clastos monominerales de cuarzo, feldespato potásico, moscovita de desigual redondeamiento, y por fragmentos rocosos de tipo chert, rocas volcánicas de grano fino, rocas esquistosas cuarzo-serícitas, etc.

Los conglomerados están formados por cantos esféricos y redondeados de cuarcitas, cuarzo y cuarcitas negras, inmersos en una matriz arcósica similar a la anteriormente descrita.

La potencia de las arcosas es variable, están muy desarrolladas allí donde aparecen directamente encima de los afloramientos graníticos; su espesor varía de 25 a 200 metros.

La edad de estos materiales ha sido atribuida al Tremadoc por correlación con otras rocas similares y por su posición respecto a las barras cuarcíticas que se les superponen.

1.1.2c) Cuarcitas y pizarras (cuarcita armoricana atípica) (31)

En esta Unidad, se asimila a la Cuarcita Armoricana una formación areniscosa (areniscas cuarzosas y pizarras) que se sitúa sobre las arcosas al parecer en tránsito gradual con ellas. Debido a su menor espesor y a las frecuentes intercalaciones de sedimentos finos se le denomina «cuarcita armoricana atípica», en contraste con lo que se suele encontrar habitualmente.

En esta unidad se puede distinguir un primer tramo de unos 35-40 m de espesor, formado por cuarcitas de color claro, en bancos decimétricos, y pizarras en niveles de escala centimétrica. Los bancos de arenisca presentan estratificación cruzada de gran escala y bajo ángulo de sentido N90°E, y se interpretan como megaripples que migran en ambientes marinos someros.

Por encima se puede distinguir un segundo tramo formado por alternancias de niveles cuarcíticos y pizarrosos. Los bancos de arenisca son de escala centimétrica y suelen presentar laminación cruzada y paralela. Los de pizarras (antiguos limos) son ricos en moscovita y, sobre todo en la mitad superior de la sucesión, están bioturbados. Destacan, entre el resto, dos bancos de arenisca («cuarcitas»), aislados, de potencia métrica cuyas bases son claramente canalizadas y su relleno muestra estratificación cruzada en surco. Las direcciones generales de los aportes son predominantes hacia el Norte y noreste.

Se interpreta este tramo, cuyo espesor es de 170 m, como un depósito marino somero en la plataforma continental, surcada por algunos canales a través de los cuales se transportaba material arenoso hacia zonas más externas de la plataforma y el talud (?). También podría pensarse en una llanura de mareas recorrida por canales mareales, pero se ha optado por la primera posibilidad a causa de que no se ha observado bipolaridad de corrientes, ni parejitas de láminas, ni megaripples sigmoidales.

A techo se puede distinguir un tercer tramo constituido por cuarcitas blancas en bancos de espesor decimétrico a métrico, con estratificación cruzada y bioturbación (ichnofacies de Skolithos). Las direcciones de corriente que se han medido apuntan entre N y N140E.

Este tramo, laminado por motivos tectónicos hacia el techo, tiene un espesor visible de 40 m y se interpreta como un depósito marino somero con desarrollo de barras arenosas en aguas agitadas y con fondos arenosos móviles.

1.1.2d) Pizarras y cuarcitas ferruginosas con intercalaciones de calizas y conglomerados (32, 34)

Sobre los materiales descritos, reposa en discordancia, una sucesión detrítica, constituida por pizarras en ocasiones sericíticas y limos junto a cuarcitas ferruginosas, así como algún nivel esporádico de calizas bioclásticas y conglomerados.

Estos materiales afloran al Sur y sureste de Alange, concretamente en las proximidades del Cortijo Obando. No existe un corte tipo de estos materiales en todo el área de trabajo, no obstante se puede obtener una sucesión sintética que sería:

El tramo inferior, lo integran cuarcitas ferruginosas en bancos de escala decimétrica con intercalaciones de pizarras y areniscas con laminaciones cruzadas de ripples de oscilación. Este tramo, generalmente muy mal expuesto, tiene una potencia aproximada de unos 300 metros.

Sobre los anteriores materiales, se dispone una sucesión de limos y pizarras en ocasiones sericíticas que intercala niveles arenosos de grano fino y potencia decimétrica y otro de grano más grueso (arena media) lenticulares, de potencia centimétrica. En este segundo tramo, y predominantemente hacia la base, se localizan unos niveles discontinuos de unas calizas masivas de color gris o gris marrón con abundantes restos fósiles, sobre todo braquiópodos, crinoides y briozos.

Hacia el techo de la sucesión se reconoce un tramo cuarcítico de 20 a 30 m de espesor, que comienza por bancos de cuarcita de 1 ó 2 m de espesor y presenta tres cuerpos canalizados, formados por conglomerados gruesos: los conglomerados son maduros, con ma-

triz arenosa, y clastos redondeados de cuarcita, cuarzo y líticas. Hacia el techo la sucesión presenta bancos cuarcíticos más delgados y de granulometría más fina.

Tal y como se deduce de las anteriores observaciones, la sedimentación del Devónico, comienza con el depósito de materiales marinos someros, que marcan el inicio de una transgresión que progresa con el depósito de los limos y pizarras del segundo tramo; hacia el techo se vuelve a condiciones de mar somero. En conjunto se trata pues de un ciclo constituido primero por una transgresión y después una regresión.

La potencia de esta sucesión no puede precisarse al no aflorar el techo de la misma; el espesor de los materiales aflorantes se estima de unos 600 metros.

Los niveles calizos han sido muestreados, y han proporcionado fauna de edad Devónico inferior, edad que extrapolamos al resto de los materiales de esta sucesión. Los conglomerados a los que antes hemos hecho alusión, han sido atribuidos al Devónico superior por HERRANZ, P. (1985), el cual los sitúa en discordancia sobre el Devónico medio de la Unidad de Alange; se piensa que este contacto es cabalgante y se le asigna a los conglomerados una edad Devónico inferior.

1.1.3. Unidad de Puebla de la Reina

Se engloban en esta Unidad, a un conjunto de materiales precámbricos y paleozoicos que ocupan el borde meridional del dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina.

Los afloramientos de estos materiales tienen una dirección aproximada de N120-130°E y forman un ángulo de unos 20°, con el resto de los materiales de este dominio.

Dentro de esta Unidad, y de muro a techo se han distinguido las siguientes formaciones y/o sucesiones rocosas.

1.1.3a) Pizarras y grauvacas con intercalaciones de metavolcanitas ácidas y/o intermedias (15, 16)

Los materiales más bajos de la Unidad de Puebla de la Reina, están representados por una sucesión de pizarras y metavolcanitas áci-

das-intermedias, que afloran ampliamente en el borde oriental de la Hoja, y en las proximidades del Cortijo Obando.

El límite norte del afloramiento está mecanizado, e impide que aparezcan los términos inferiores de esta sucesión, la cual aflora en secuencia invertida en el núcleo de una estructura anticlinal volcada al Norte (cabeza buzante).

La sucesión la integra por una parte material detrítico (pizarras y grauvacas) y por otra, material volcánico de naturaleza ácida-intermedia; al techo de esta sucesión aparece en el arroyo de las Adelfas un pequeño lentejón de calizas que se asocia en el campo a una barra de cuarcitas negras.

Las pizarras y grauvacas son rocas detríticas con texturas esquistosa blastopelítica y blastopsamítica, respectivamente, formadas por cuarzo, mica incolora, biotita, plagioclasa, etc.

Las rocas volcánicas presentan textura esquistosa blastoporfídica y están formadas por fenocristales de cuarzo y plagioclasa, inmersos en una matriz (en origen vitrea) con textura fluidal formada por cuarzo, plagioclasa, feldespatos y biotita. Algunas de las muestras recogidas muestran texturas blastomicrogranudas y posiblemente deriven de una roca subvolcánica.

Además de las rocas descritas, hay otras de igual composición pero de posible origen tobaceo (muestra Al-9006), así como rocas detríticas (metaconglomerados) formadas por clastos monocristalinos de cuarzo volcánico, plagioclasa y mica (ver muestra Al-9016).

Por último indicar la presencia de rocas volcánicas porfídicas de naturaleza básica-intermedia, por lo general muy mal representadas en esta secuencia.

En el borde oriental del afloramiento, estos materiales son intruidos por el granitoide de Palomas, y presentan síntomas de metamorfismo de contacto (ver informe petrológico muestra Al-9112 y Al-9113).

La potencia de esta sucesión no se puede determinar en el presente trabajo, ya que no se observa el muro de la misma, la potencia reconocida se estima de unos 700 metros.

1.1.3b) Pizarras y grauvacas con intercalaciones de calizas y tobas (17, 19)

Sobre los anteriores materiales, reposa una alternancia de pizarras y grauvacas que aflora en una amplia banda de dirección regional que va desde el borde oriental de la Hoja hasta el Sur del cortijo Obando.

Esta sucesión aparece en secuencia invertida bajo los materiales anteriormente descritos, ocupando el flanco meridional de una estructura del tipo «cabeza buzante».

La sucesión está compuesta por una alternancia de pizarras y grauvacas en bancos de potencia decimétrica-métrica, que intercala esporádicos niveles de calizas, y de cuarcitas negras; también se han reconocido algunas pasadas de metavolcanitas ácidas a muro de esta sucesión.

Las pizarras son de color grisáceo, presentan texturas esquistosa blastopelítica y están formadas por cuarzo, mica incolora, clorita y biotita marrón-verdosa (derivan de sedimentos limosos cuarzo-arcillosos).

Las grauvacas son también de coloración grisácea, y disposición planar, donde a simple vista se observan los clastos de feldespatos, presentan textura esquistosa, blastopsamítica y están formadas por cuarzo, plagioclásas, biotita y clorita. La roca es de naturaleza grauváquica y en ella se observan clastos monominerales de cuarzo y plagioclasa, así como fragmentos de rocas microcristalinas (chert, vidrios volcánicos, agregados granoblásticos de cuarzo, etc.).

Las metavolcanitas afloran sólo en las proximidades del Cortijo Obando, y se presentan como pasadas de escaso espesor (10 m como máximo) y continuidad lateral; en muestra de mano aparece como una roca porfídica de color verde-gris, donde a simple vista se observan los cristales de feldespatos. Al microscopio es una roca de textura esquistosa, blastoporfidica formada por cuarzo, plagioclasa, biotita, clorita y mica incolora.

Hacia el muro de esta sucesión fundamentalmente detrítica se localiza un pequeño lentejón de calizas que aflora 1 km al Norte de Pajares-Encinar, el afloramiento es pequeño (unos 2 metros de espesor), y la roca es una caliza arenosa con textura esquistosa, formada por calcita, dolomita, cuarzo y biotita verdosa-clorita, derivada de un sedimento cuarzo-carbonatado con cierta fracción arcillosa.

La potencia de esta sucesión es de unos 700 metros.

La edad de estos materiales, y la de los infrayacentes, se supone que es Rifeense medio-superior, al relacionarse ambos con la sucesión Tentudía.

1.1.3c) Metavolcanitas básicas-intermedias con niveles de calizas y otros de volcanitas ácidas (20, 22)

Por encima de los materiales anteriormente descritos y concordantemente aparece una sucesión volcánica, formada fundamentalmente por volcanitas básicas-intermedias, que intercala niveles de calizas y de volcanitas ácidas.

El afloramiento discurre como una banda de unos 2 km de ancho, que con dirección NW-SE atraviesa la Hoja desde su borde SE, hasta el Cortijo del Curandero. El límite meridional del afloramiento es una falla longitudinal que pone en contacto estos materiales con las series paleozoicas de esta misma Unidad.

Como hemos comentado estos materiales reposan inmediatamente por encima de la sucesión de pizarras y grauvacas y describen junto a ellas una estructura algo compleja (cabeza buzante), cuyo cierre puede observarse en las Hojas de Oliva de Mérida y Hornachos.

El material volcánico está fundamentalmente formado por metavolcanitas básicas-intermedias (andesitas fundamentalmente), aunque existen también cinerita y rocas ácidas siempre en cantidades subordinadas.

Las andesitas son rocas por lo general masivas de color verdoso, con orientación planar debido a la deformación sufrida (en ocasiones se reconocen estructuras primarias de flujo), con textura blastoporfídica, formadas por cristales idiomorfos de plagioclasa y en menor cantidad de máficos, inmersos en una matriz microcristalina-vítreo.

Existen también rocas volcanoclásticas con textura blastosamítica, formadas por plagioclasa, cuarzo y clorita, y clasificadas como tobas cloríticas; otra de las muestras reconocidas presenta caracteres que invitan a clasificarla como una toba soldada.

Las volcanitas ácidas tienen textura porfídica, y está formada por

fenocristales de plagioclasa y en ocasiones cuarzos inmersos en una matriz microgranular con cuarzo, plagioclasa y escasos melanocratos.

Los niveles carbonatados, que tienen gran continuidad, son mármoles dolomíticos siempre con algo de cuarzo y mica incolora.

Las rocas volcánicas de esta sucesión muestran carácter calcoalcalino (ver informe geoquímico en documentación complementaria) y se relacionan con un volcanismo orogénico del Precámbrico terminal.

La potencia de la sucesión no puede precisarse en este trabajo, al no aflorar el techo de la misma, el espesor de los materiales aflorantes es de unos 800 m aproximadamente.

Esta formación por su posición químico y litológica se correlaciona con la Formación Malcocinado, razón por la cual se le asigna una edad Vendieñense.

1.1.3d) Arcosas (23)

A continuación se describen unos materiales arcósicos, que suponemos representan el muro de la sucesión paleozoica dentro de esta Unidad.

Los materiales en cuestión, sólo afloran en la zona de la Sierra Colorada (borde SE de la Hoja) y a lo largo del Arroyo de Valdemedel. En todos los puntos observados, las arcosas se disponen a muro de una sucesión detrítica de cuarcitas y pizarras, y contacta de forma mecánica con el resto de los materiales que aquí afloran.

Las arcosas son rocas blanquecinas de grano medio, y las integran cuerpos de arenas canalizadas, donde se observan estructuras del tipo estratificaciones cruzadas en surco.

Al microscopio se trata de una roca con textura neíscica incipiente y/o blastopsamática, formada por clastos poco redondeados de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, con una matriz arcillosa escasa, recristalizada.

No se puede precisar la potencia de esta sucesión, ya que en ningún punto se ha observado el muro de la misma; la potencia de los materiales aflorantes se estima en unos 300 metros.

Por su litología y posición respecto a la sucesión cuarcítica que se describe a continuación, estos materiales se suponen que son de edad Tremadoc.

1.1.3e) Cuarcitas blancas con niveles pizarrosos bioturbados (cuarcita armoricana) (24)

Sobre los anteriores materiales, reposa una sucesión eminentemente cuarcítica, que aflora en una estrecha banda que va desde el Cerro del Moro, hasta el borde SE de la Hoja.

La distribución de los materiales cuarcíticos y sus relaciones con los materiales adyacentes, sugiere una tectónica compleja, con inversión de las series y posterior plegamiento de la misma; estos materiales ocupan aquí el flanco invertido de un pliegue tumbado vergente al Norte, posteriormente replegado, que cierra hacia el este en las proximidades de Puebla de la Reina.

La sucesión la integran una alternancia de pizarras y cuarcitas que derivan de materiales lutíticos y arenosos. Los tramos blandos proceden de material lutítico, están parcialmente recubiertos por derrubios y afectados por una intensa esquistosidad que dificulta su observación. No obstante, se interpretan como facies heterolíticas constituidas por arcillas con algunas intercalaciones de arenisca en las que se distinguen tres subfacies: una en la que domina la arenisca, otra donde domina la arcilla y una última en la que ambas aparecen en proporciones similares. Se interpretan como depositadas en una plataforma probablemente marina (?), abierta, lutítica, cuyo fondo era afectado por oleaje de temporal que aportaba la arena apilándola en ripples de oscilación. En períodos de menor energía ambiental, se depositaba el sedimento fino por decantación desde la suspensión.

Los tramos duros, cuarcíticos, aparecen en bancos de espesor variable en los que no es fácil observar la estructura interna; no obstante se reconocen buenos ejemplos de bioturbación por *Skolithos* laminación paralela y estratificación cruzada en surco cuyas direcciones restituidas a la horizontal son hacia el NE y SW (en estas medidas no se ha tenido en cuenta la deformación de la primera fase que invierte la serie, ni la deformación interna de los materiales, que es aquí acumulada. Se asume que el agente principal de transporte y depósito era el oleaje, pero las malas condiciones de observación no permiten discutir su importancia relativa con respecto a las corrientes de plataforma, principalmente las mareales.

No se puede hacer una división secuencial fiable pero parecen existir al menos dos (¿tres?) megasecuencias negativas de tamaño de grano creciente a techo (coarsening upward), que probablemente, se relacionen con migración de barras de plataforma.

La interpretación general es un medio marino de plataforma lutítica donde se acumulaban barras arenosas.

No se conoce, al menos dentro de la Hoja, el espesor de esta sucesión al estar laminado aquí el techo de la misma. La potencia de los materiales aflorantes se estima en unos 250 m, potencia que es muy próxima a la reconocida para toda esta sucesión en la vecina Hoja de Hornachos.

1.1.3f) Pizarras grises con pasadas de metavolcanitas básicas, tobas y metarenitas (25, 28)

Por encima de las cuarcitas, aparece una sucesión de materiales detríticos y volcánicos (estos últimos son subordinados), que afloran en una banda con forma de cuña, entre el borde SE de la Hoja, y el Cortijo de El Curandero; otro pequeño afloramiento se localiza más al sur en el Cortijo de los Morales.

Los materiales integrados en este apartado, son rocas eminentemente detríticas, por lo general pizarras serícíticas grises en ocasiones blancas, que intercalan niveles arenosos de potencia centimétrica; también se han reconocido algunos niveles más potentes (decimétricos a métricos) de areniscas más o menos ferruginosas. Intercalados entre estas rocas detríticas, afloran rocas volcánicas, de naturaleza básica, que aparecen como masas aisladas de escasa continuidad lateral, tal como la localizada 1 km al Sur de la Fuente del Chivo.

Otro hecho que hay que mencionar, es la gran abundancia de óxidos de hierro dentro de esta formación, que aparecen como masas estratoides que en ocasiones alcanzan hasta un metro de espesor; algunos de estos niveles han sido muestrados y analizados en la Hoja de Hornachos, y han proporcionado escasos porcentajes en Cu, Pb, Zn.

Las pizarras son de color gris, de grano fino, presentan textura lepidoblástica, y están formadas por cuarzo, mica incolora y clorita; en una muestra (Al-9075) se ven blastos postectónicos de cloritoide (el

sedimento original es de naturaleza lutítico-arcillosa). Existen tramos más arenosos cuarzo-lutiíticos de igual composición y textura granolepidoblástica; algunas de las muestras localizadas (muestra AI-9004) parecen denotar cierta influencia volcánica.

Los niveles arenosos, corresponden a material detrítico cuarzo-arenítico de grano fino, con escasa matriz arcillosa, formado por clastos heterométricos y poco redondeados de cuarzo. La matriz arcillosa recristaliza a mica incolora.

Las metabasitas son rocas compactas de color verdoso, presentan textura esquistosa, blastoporfídica a veces blastoofítica y está compuesta por anfibol uralítico, clorita, plagioclasa y cuarzo; estas rocas derivan de rocas ígneas básicas formazas originalmente por piroxeno, plagioclasa y opacos. Algunas de las muestras recogidas (AI-9041) son rocas tobáceas, por lo general muy cloríticas y con pirocristales de cuarzo y plagioclasa.

Químicamente, las rocas volcánicas de esta sucesión presentan carácter toleítico (ver informe geoquímico en documentación complementaria).

La potencia de esta sucesión no se puede definir ya que no aflora el techo de la misma, el espesor de los materiales aflorantes es de unos 500 metros.

No se ha podido determinar la edad de estos materiales, debido a que no se ha encontrado en el área de trabajo ningún resto fósil que permita su datación; por sus relaciones con la cuarcita armoricana, y por consideraciones de tipo regional (en toda esta zona las sucesiones detríticas del Devónico son discordantes sobre el Ordovícico inferior), suponemos que estos materiales son de edad Devónico. Otro dato que apoya esta suposición, es el hallazgo de fósiles de dicha edad, en lo que se supone es la prolongación de estos afloramientos, en la Hoja de Hornachos.

1.2. DOMINIO DE VALENCIA DE LAS TORRES-CERRO MURIANO

En el borde meridional de la Hoja, aparecen rocas metamórficas orto y paraderivadas, pertenecientes al dominio de Valencia de las Torres-Cerro Muriano.

Los afloramientos son deficientes, pues los materiales de este dominio están prácticamente cubiertos por los rellanos terciarios y/o pliocuaternarios, y sólo pueden hacerse ciertas observaciones, allí donde se encaja la red fluvial actual.

A escala regional, este dominio ha sido interpretado, como un dominio mixto integrado por dos grupos de rocas, acercadas tectónicamente (APALATEGUI, O et al 1983).

1.2.1. Grupo de Córdoba-Fuenteobejuna

Los materiales de este grupo que afloran en la presente Hoja, son de muro a techo los siguientes:

1.2.1a) Neises de Azuaga (10,12)

En el borde SE de la Hoja, se localiza una sucesión neísica con intercalaciones de anfibolitas, que se identifica como los neises de Azuaga.

Estos materiales están representados dentro de esta Hoja en tres afloramientos; en el regajo de los Morales, en el Arroyo de Valdemejor y en el arroyo del Bonhabal.

Los materiales reconocidos son neises biotíticos, en ocasiones con augen de feldesfatos, neises leucocráticos y anfibolitas.

La sucesión está compuesta aquí casi exclusivamente por neises biotíticos, los cuales aparecen como una roca bandeada con textura neísica, milonítica, compuesta por cuarzo, feldesfato potásico, plagioclasa, y biotita. Como minerales índices más indicativos, señalar la presencia de granate y sillimanita (muestra AI-9035).

Los neises leucocráticos son rocas de color claro y textura neísica milonítica, formados por cuarzo, plagioclasa y feldesfato potásico, y en menor proporción moscovita, biotita y granate.

Las anfibolitas son rocas de color verde oscuro, de grano fino, con textura por lo general granonematoblástica formadas por anfiboles orientados del tipo hornblenda verde-marrón, y plagioclasa (andesina).

Esta formación rocosa, la integran rocas que parecen derivar de una secuencia volcánica y/o volcanoclástica con episodios lávicos de naturaleza ácida y básica.

La superficie más potente en todas estas rocas es una S milonítica, que es posterior a una etapa de metamorfismo regional. Durante la deformación milonítica se produce una granulación de los componentes de la roca; sólo se conservan algunos cristales de feldesfatos, el cuarzo y los feldesfatos han recristalizado en parte formando ribbons granoblásticos.

La potencia de estos materiales, no se han podido precisar hasta ahora, ya que en ningún punto aflora el muro de esta sucesión; por otra parte la deformación milonítica que presentan es seguro que falsea cualquier dato que se pueda estimar; no obstante el espesor calculado para los materiales aflorantes se estima de unos 400 metros.

La edad, sólo se puede establecer en función de su posición respecto a la sucesión que se le superpone, la cual se correlaciona con la sucesión Montemolín. La edad que se asigna por tanto a estos materiales es Proterozoico inferior-medio.

1.2.1b) Neises biolíticos y/o anfibolíticos (9)

Se incluye en este apartado, a un pequeño afloramiento ($0,1$ - $0,2 \text{ km}^2$) de materiales neísicos, localizados en el borde meridional de la Hoja, justo al Sur de Almendralejo.

Estos materiales, que aquí están escasamente representados, se prolongan hacia el Sur por la Hoja de Villafranca de Los Barros, y hacia el Oeste, por la Hoja de La Albuera.

Se trata de una roca nefísica de color oscuro por lo general muy micácea con biotita y moscovita; su textura es granolepidoblástica con cuarzo, plagioclasa, micas, y en ocasiones anfíboles, como principales componentes.

Estos materiales, se relacionan en este trabajo con los neises de Azuaga anteriormente descritos, si bien existen ciertas diferencias entre unos y otros.

1.2.1c) Esquistos y cuarzoesquistos biotíticos con cuarcitas negras (13,14)

En el borde SE de la Hoja, se localiza un pequeño afloramiento de esquistos y cuarzoesquistos biotíticos, que se superpone a los neises de Azuaga.

El afloramiento es mínimo (aproximadamente 1 km²) y según los datos cartográficos parece que se abre hacia el SE.

La sucesión es bastante monótona, y la forman esquistos y cuarzoesquistos de color gris y aspecto satinado, que intercalan pasadas métricas y cuarcitas negras.

Los esquistos y cuarzoesquistos, son rocas esquistosas de textura granolepidoblástica formada por cuarzo, plagioclasa, moscovita y biotita. Estas rocas derivan de material cuarzo-pelítico, y en algunas ocasiones presentan intercalaciones muy finas (microscópicas) de material cuarzo-feldespático. En las muestras se observan claramente una primera fase de metamorfismo regional, y otra posterior de carácter dinámico.

El espesor de estos materiales, no se puede precisar dentro de la Hoja, ya que no aflora el techo de la sucesión; la potencia de los materiales aflorantes es de unos 300 metros.

La edad de estos materiales se piensa que es Rifeense inferior-medio por correlación con la sucesión Montemolín.

1.2.2. Grupo de Sierra Albarrana

Se engloba en este grupo, a un conjunto de materiales detríticos, que afloran al oeste de Almendralejo desde el Cortijo de Zacaria, hasta las proximidades del Cortijo Las Cavernosas.

Los materiales de este grupo que afloran en la Hoja, son de muro techo los siguientes:

1.2.2a) Micaesquistos (7)

Se engloba en este apartado, una sucesión detrítica formada por micaesquistos moscovíticos, con pasadas arenosas hacia el techo, que aflora en una banda estrecha y alargada.

La sucesión es bastante monótona, está formada por unos micaesquistos de color gris, ricos en moscovita, que al microscopio presentan textura granolepidoblástica, milonítica y están constituidos por cuarzo, moscovita, biotita y plagioclasa.

Estos materiales son más arenosos hacia el techo, dando paso así de forma gradual a una sucesión cuarcítica que será descrita a continuación.

No se observa el muro de esta sucesión dentro de la Hoja, razón por la cual no se puede estimar su potencia; el espesor de los materiales aflorantes es de unos 200 metros.

La edad de estos materiales, así como la de todos los que integran el grupo de Sierra Albarrana, es muy discutida; la mayoría de los autores se inclinan por asignarle una edad Precámbrica, en base sobre todo al grado de evolución dinamotérmica alcanzada; por otra parte APALATEGUI, O. et al (1983) sugieren la posibilidad de que sean rocas del Paleozoico inferior. Como se observa no existe unanimidad respecto a la edad de estos materiales, es por ello que en el presente trabajo, se le atribuye una edad Precámbrico-Ordovícico.

1.2.2.b) Cuarcitas (8)

Sobre los anteriores materiales, y en transito gradual aparecen unas cuarcitas tableadas de color crema, escasamente representadas dentro de la Hoja.

La sucesión está compuesta por ortocuarcitas moscovíticas de color claro, en bancos de potencia decimétrica que intercala niveles esquistosos de espesor centimétrico.

Al microscopio las cuarcitas presentan textura granolepidoblástica y están constituidas en su mayor parte por cuarzo, con algunos granos de plagioclasa y algo de matriz (inferior al 5 % de la roca).

No se conoce en la Hoja, ni a escala regional, el techo de esta sucesión, la cual se correlaciona con otras cuarcitas que en este mismo contexto geológico aparecen en las Hojas de Usagre, Azuaga, Peñarroja y Villaviciosa de Córdoba. La potencia de los materiales aflorantes en la Hoja es de unos 60 m.

La edad de estas cuarcitas no ha sido todavía determinada, y su datación plantea una problemática similar a la comentada en el apartado anterior. La edad asignada en el presente trabajo es Precámbrico-Orodovícico.

1.3. MATERIALES NO ADSCRITOS A NINGUN DOMINIO CONCRETO

A continuación se describen una serie de materiales que siguen pautas independientes del resto de los hasta ahora descritos, y que no pueden ser incluidos dentro del esquema de dominios.

1.3.1. **Pizarras y grauvacas con intercalaciones de calizas, conglomerados, rocas básicas y rocas epiclásticas (51)**

Incluimos en este apartado tres pequeños afloramientos de materiales carboníferos, que aparecen alojados en algunas de las principales fallas de la zona.

El más septentrional de los afloramientos se localiza al Oeste de Zarza de Alange, y se trata de una pequeña banda de unos 60-100 metros de espesor y unos 1.000-1.200 metros de corrida que se sitúa en el contacto (mecánico) entre los materiales Precámbricos y Paleozoicos.

Los materiales reconocidos son conglomerados poligénicos y rocas básicas.

Los conglomerados son poligénicos y los integran fragmentos de diversa naturaleza, como cuarzos en agregados mono y poligranulares con extinción ondulante, fragmentos de material pizarroso de diferente aspecto, cuarcitas de grano fino, chert, así como fragmentos monominerales de biotita, granate, circón, menas metálicas, etc. La matriz es muy escasa y de naturaleza micácea.

Las rocas básicas son microgranudas, homométricas, formadas por maficos (piroxenos) totalmente alterados y plagioclase muy potasificada. La muestra se clasifica como una diabasa, afectada por una fisuración en condiciones superficiales, y un avanzado proceso de alteración.

Estos materiales por su litología y posición se asimilan al Culm del Guadalbarbo, caracterizado como se sabe por la gran abundancia de rocas volcánicas básicas (PEREZ LORENTE, F., 1979).

Un segundo afloramiento se localiza unos 1,2 km al SW de Alanje, donde se ha localizado una pequeña masa de rocas epiclásticas en relación con un desgarre sinextroso de dirección N80°E. El material reconocido está integrado por fragmentos de una roca porfidica, con fenocristales de plagioclasa y melanocratos en una matriz microcristalina; existen también fragmentos monocrystalinos de plagioclasa y clorita; entre los clastos volcánicos se observa un material limoso con cuarzo mica y opacos.

Estos materiales se suponen que son carboníferos, ya que son muy similares a otros de dicha edad, reconocidos en zonas más orientales de Ossa-Morena.

El más meridional de los afloramientos lo integran pizarras y grauvacas con pasadas de calizas y microconglomerados; las condiciones de observación de estos materiales es francamente mala, ya que quedan alojadas en una fractura de cierta importancia (sirve de límite entre la Unidad del Valle y de Puebla de la Reina) en parte recubierta por los depósitos de piedemonte procedentes de los materiales vecinos.

Las pizarras y grauvacas son típicas del carbonífero, y similares a las descritas por diversos autores en múltiples ocasiones.

Los microconglomerados están formados por cantos angulares de cuarzo (con extinción ondulante), fragmentos de rocas pizarrosas y de chert, todo ello inmerso en una matriz sericítico-clorítica abundante (10-12 % de la roca).

Las calizas son rocas oscuras masivas con abundantes terrigenos (fragmentos de rocas y en menor proporción cuarzo) y restos fósiles propios de un ambiente marino, tipo plataforma sublitoral. Los restos fósiles reconocidos permiten asignar a estos materiales una edad Carbonífero inferior (Turnesiense superior) (ver informe paleontológico, muestra Al-9014).

1.4. NEOGENO-CUATERNARIO

Los depósitos atribuidos a esta edad constituyen los materiales de relleno de la cuenca del Guadiana.

Son un conjunto de sedimentos, de carácter continental, que se apoyan discordantemente sobre el sustrato ígneo y metamórfico de edad Precámbrico-Paleozoico.

La ausencia de restos paleontológicos, la gran homogeneidad de las facies y la escasez de afloramientos en la zona, caracterizada por una topografía bastante plana y una cobertura edáfica muy desarrollada, han hecho que sea ésta una de las grandes cuencas terciarias de la península peor conocidas históricamente. No obstante, han sido varios los autores que han abordado el estudio de estos materiales.

Los primeros datos se remontan a los trabajos de LE PLAY (1834); LUJAN, F. (1859), y GONZALO TARIN, J. (1879), quienes abordan muy superficialmente los rasgos más sobresalientes del Terciario Extremeño. Más recientemente HERNANDEZ PACHECO, F. (1947, 1949 y 1952) establece una columna estratigráfica tipo para el conjunto del terciario y data la base de la serie como Oligoceno por comparación con el Terciario Castellano. Idéntico criterio sigue ROSSO DE LUNA, I., y HERNANDEZ PACHECO, F. (1953 y 1954) en la realización de algunas hojas geológicas de la provincia de Badajoz. Estos mismos autores en estudios posteriores vuelven a datar la base de la serie como Mioceno en base a la aparición de restos fósiles de mamíferos en la vecina cuenca de Plasencia.

Hay que señalar, que la edad de estos materiales continúa siendo imprecisa. De todos los muestreos paleontológicos realizados, tan sólo en algunos niveles de la unidad más inferior se ha encontrado una fauna-flora de ostrácodos y characeas cuya edad no se ha podido establecer con precisión. De cualquier manera, el estudio de esta asociación fósil permite asegurar que se trata de formas terciarias evolucionadas, muy probablemente neógenas.

Esto, unido a la presencia de niveles por encima de estas facies que han sido datados, geomorfológicamente y por correlación con el resto de los materiales neogeno-cuaternarios de la península, como Plioceno-Pleistoceno (raña), hace que se atribuyan al Mioceno.

En la mitad meridional de la cuenca del Guadiana se han diferenciado las unidades sedimentarias que pueden verse en la figura 1.

Todas ellas aparecen representadas en la Hoja de Almendralejo, con excepción de la Unidad Inferior (Facies Lobón), y la Facies Badajoz de la Unidad Superior.

EDAD		UNIDADES		LIMITES	PALEOAMBIENTE	
CUATERNARIO	HOLOCENO	ALUVIALES	COLUVIALES Y ELUVIALES	CAMBIO LATERAL DE FACIES DISCORDANCIA	SISTEMA FLUVIAL ACTUAL	DEPOSITOS DE VERTIENTE Y PROCESOS EDAFICOS ACTUALES
		T3		DISCORDANCIA		
		TERRAZAS	T2	DISCORDANCIA	SISTEMA FLUVIAL	CONTRASTES CLIMATOLOGICOS
	PLEISTOCENO	T1		DISCORDANCIA		
		RAÑAS		DISCORDANCIA	MANTOS DE ARROYADA CLIMA HUMEDO	
		PLIOCENO	CARBONATOS LACUSTRES		LAGOS Y CHARCAS TEMPORALES CLIMA CALIDO. ESTACION SECA MARCADA.	
TERCIARIO			FACIES ALMENARLO	GRADUAL CARBONATACION PROGRESIVA	ABANICOS ALUVIALES CON CAUCES DE MORFOLOGIA TRENZADA CLIMA ARIDO.	ALUVIAL CANALES TREZNADOS CON EXTENSAS LLANURAS DE INUNDACION CLIMA ARIDO.
MIOCENO	UNIDAD SUPERIOR	FACIES BADAJEZ		MANTOS DE ARROYADA		
		TRAMO BASAL		FILVIO-LACUSTRE CLIMA CALIDO-HUMEDO.		
	UNIDAD INFERIOR	FACIES LOBÓN				

Fig. 1. Cuadro de síntesis de las principales unidades del Terciario y Cuaternario en el sector meridional de la Cuenca del Guadiana.

1.4.1. Mioceno

Regionalmente, se han distinguido dentro de los depósitos atribuidos a esta edad dos unidades:

- Unidad Inferior: Facies Lobón.
- Unidad Superior.

Los materiales miocenos que afloran en esta Hoja pertenecen en su totalidad a la Unidad Superior. La Unidad Inferior (Facies Lobón) aflora ampliamente en las Hojas limítrofes: hacia el Norte (Hojas de Montijo y Mérida) y hacia el Oeste (Hoa de La Albuera). Es de suponer que aquí se encuentra cubierta por los materiales de la Unidad Superior, al menos en el sector noroccidental de la Hoja. La Facies Badajoz tampoco tiene representación en esta Hoja.

A parte de estos materiales, en las proximidades de Zarza de Alange, existen unos pequeños afloramientos de conglomerados y aglomerados atribuidos al Mioceno, y desligados genéticamente de los materiales de relleno de la cuenca del Guadiana.

UNIDAD SUPERIOR

Se han distinguido tres tramos:

- Tramo basal: Depósitos por flujos en masa.
- Tramo intermedio: Facies Almendralejo.
- Tramo Superior: Carbonatos lacustres.

Tramo basal (52 y 53)

Se han diferenciado dos términos, de muro a techo:

- a) Conglomerado: Paraconglomerado con cantos de hasta 15 cm, tamaño medio 2 a 5 cm, predominantemente de cuarcita, con fragmentos de roca; flotando en una matriz arcillosa parcial o totalmente sustituida por carbonato.

Se observa, además, cemento carbonatado de origen freático.

Su potencia máxima es de 4 a 5 m y se apoyan discordantemente sobre el sustrato, muy alterado y también con procesos de calcificación.

- b) Caliza detrítica: paquete de caliza, con cantos angulosos de diámetro medio 0,1 a 0,3 cm, generalmente de cuarzo, flotando en una matriz lutítica prácticamente sustituida en su totalidad por carbonato.

La potencia máxima es de 4 a 5 m.

Ambos términos parecen constituir una secuencia granodecreciente depositada por un proceso de flujo en masa (debris flow y mud flow) en áreas muy proximales de un abanico aluvial.

Sólo aparece en la base y en las proximidades de los relieves Pre-cámbrico-Paleozoicos del Este y Sur de la Hoja y no llega, regionalmente, a depositarse sobre la Unidad Inferior (Facies Lobón). Tampoco puede asimilarse a una facies proximal de la Unidad Inferior ya que es típicamente muy carbonatada por calcificación posterior mientras que ésta última es esencialmente terrígena.

Ha sufrido unos procesos de alteración muy importantes que han dado lugar a la transformación casi total de la matriz lutítica en carbonato y afectan a un notable espesor (al menos 10-15 metros) que incluye el tramo basal y parte del sustrato (fig. 2).

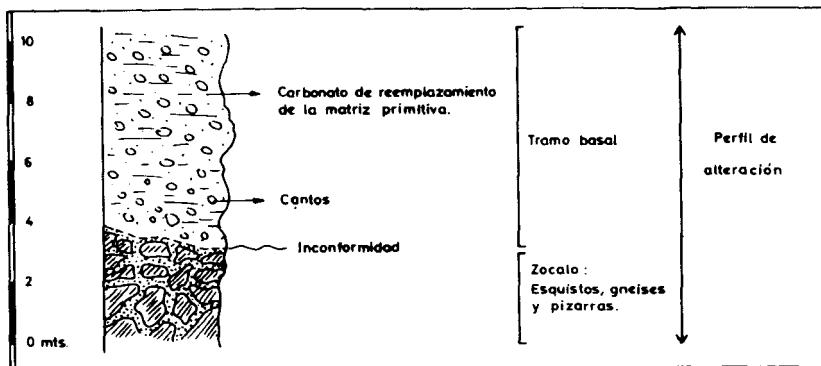


Fig. 2. Esquema de campo del tramo basal en las cercanías del Cortijo del Manzo.

Esta alteración tiene un significado temporal, puesto que supone una importante interrupción sedimentaria. Ello indica un cambio notable a nivel de cuenca, relacionado con eventos tectónicos y climáticos más amplios.

Se le atribuye una edad Mioceno, tal y como se ha explicado en la introducción al capítulo 1.4.

Tramo intermedio. Facies Almendralejo (54)

Conjunto de conglomerados y microconglomerados organizados, grauvacas y subarcosas de color amarillento.

Tanto el ordenamiento interno de los niveles como la megasecuencia general es granodecreciente (fining upward). La potencia máxima no sobrepasa los 90 m.

Se disponen en niveles separados por superficies erosivas de gran escala con morfología canalizada. Estos canales tienen una anchura de 1 a 5 m y una potencia máxima de 2 m. Dentro de ellos, la estructura dominante es la estratificación cruzada en surco de mediana y gran escala. Existen también estructuras de estratificación y laminación cruzada debidas a corrientes y a crecimiento de barras.

Los análisis efectuados a muestras correspondientes a depósitos de facies de canal muestran una curva de frecuencias en forma característica de «bigote» (fig. 3a). Ello indica:

a) Hay una población (10-15 %) correspondiente a los clastos que viajan como carga de fondo (rodamiento y tracción).

b) Otra población (50-60 %) va en saltación.

c) El resto (15-40 % según los casos) va en suspensión.

Se trata de un transporte en masas canalizadas cuyo agente de transporte tiene un cierto poder selectivo, pero que no es capaz de diferenciar las poblaciones. Cuando se inicia la sedimentación el depósito se produce de forma simultánea.

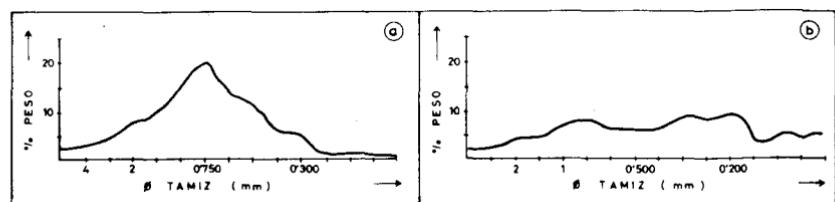


Fig. 3. Curvas de frecuencia características de conglomerados (fácies de canal) (a) y de fangos con cantos, edafizados, de llanura de inundación (b) en la Facies Almendralejo.

En los niveles más finos, atribuidos a los ambientes de llanura de inundación, existen evidencias de exposiciones subaréas continuadas que se manifiestan en la repetición de horizontes con rasgos edáficos: en lámina delgada se observan pedocanales, separaciones plásticas y esquelsépicas y cutanes de arcilla. Las curvas de frecuencias planas (fig. 3b) y curvas acumulativas rectas, indican que son fangos de llanura de inundación a la que llegan desbordamientos que incluyen entre el material transportado cantos de hasta 1 cm flotando en la matriz.

El conjunto de depósitos que constituyen la Facies Almendralejo se interpretan como pertenecientes a un sistema de abanicos aluviales con canales de morfología trenzada (braided).

Las medidas de paleocorrientes y las estimaciones de la elongación de los canales, permiten reconstruir un dispositivo de canales que se abren y jerarquizan hacia el oeste, con direcciones de flujo en el mismo sentido.

La morfología tridimensional de la unidad, en abanico adosado a los relieves hercínicos situados al Este del río Matachel, permite atribuirla a un depósito de abanico aluvial («seco» o árido) con canales de morfología trenzada (braided) y funcionamiento estacional. Los sedimentos más proximales son los que en la actualidad afloran en contacto con los materiales precámbnicos y paleozoicos situados al Este del río Matachel, principal área madre de los depósitos. Hay, así mismo, evidencias de aportes desde el borde sur y, muy localmente, de los relieves del norte de la Hoja (Cerro Moneda y Cerro Grajera).

Se trata, por tanto, de un sistema confinado en su borde proximal, cuyos afloramientos definen cartográficamente el borde original de la cuenca.

Estos materiales son atribuidos al Mioceno. Asignación que se hace en base a la aparición de una fauna-flora de ostrácodos y carácceas en los niveles superiores de la Unidad Interior (regionalmente a muro de ésta). La edad de esta asociación fósil no se ha podido establecer con precisión, pero permite asegurar que se trata de formas terciarias evolucionadas, muy probablemente neógenas. Esto, unido a la presencia de niveles que han sido, geomorfológicamente y por correlación con el resto de los materiales neógeno-cuaternarios de la península, como Plioceno-Pleistoceno (raña) por encima de la facies Almendralejo, hace que se atribuya ésta al Mioceno.

Tramo superior. Carbonatos lacustres (56)

La facies Almendralejo culmina con un nivel de carbonato de 1 a 2 m de potencia.

En el caso más típico, la unidad presenta tres niveles, (fig. 4), de muro a techo:

1. Nivel de carbonatación basal.
2. Nivel de carbonatos pulverulentos.
3. Nivel de carbonatos laminares.

El nivel basal, está constituido por una carbonatación desarrollada sobre los materiales infrayacentes, que se manifiesta mediante la digestión de la matriz arcillosa de las arcosas por carbonatos, y por el relleno de carbonatos de las discontinuidades de estos materiales. Estos procesos de carbonatación tienen un alcance en profundidad de 1,5 a 2 m.

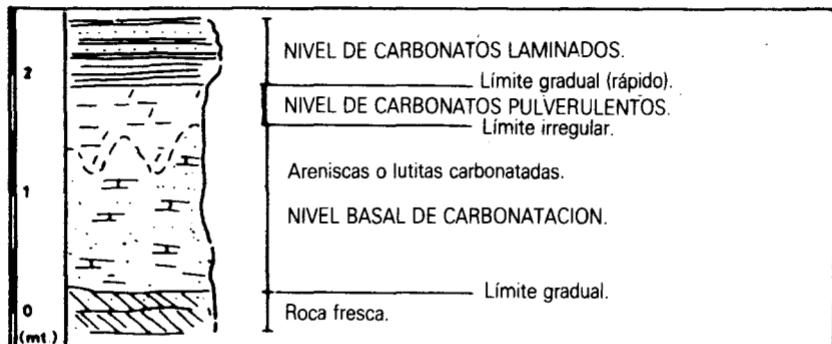


Fig. 4. Perfil característico del tramo carbonatado superior.

Sobre las arcosas y lutitas carbonatadas se produce un depósito de carbonatos pulverulentos masivos de hasta 1 m de potencia.

Los carbonatos laminares presentan una alternancia de niveles centimétricos laminados con crenulación y otros intraclásticos. Los niveles laminados muestran a su vez, alternancia de láminas milimétricas oscuras, más densas y claras.

A lámina delgada se distinguen los mismos niveles con las siguientes características microtexturales:

a) Niveles laminares: Muestran una alternancia milimétrica a submilimétrica de láminas oscuras micríticas densas y láminas claras micríticas con crenulación irregular. Las primeras contienen abundante materia orgánica distribuida en grumos. Aparecen estructuras (en ocasiones paralelas a la laminación) formadas por una traza micrítica oscura de 4 mm de diámetro, en medio de una incrustación microespáctica clara de espesor similar.

Incluye secciones de charáceas, generalmente de talos que por su mala conservación pueden pasar desapercibidos. Pueden apreciarse estructuras prismáticas monocristalinas que incluyen una traza oscura, y presentan semejanzas con prismas de *Microcodium* (*Microcodium b.*, de ESTEBAN 1974). Existen de forma dispersa peloides y ooides (0,08-0,2 mm), así como cuarzo tamaño limo.

A techo de uno de los niveles laminados, la alternancia de láminas claras y oscuras se encuentra fuertemente bioturbada, observándose secciones circulares (0,06 mm), ovoidales (0,08-0,200 mm) y con formas enterolíticas (0,300-0,600 mm).

b) Niveles intramicríticos (en ocasiones oomicríticos). Están constituidos por ooides (0,150-0,700 mm) intraclastos (0,1-1 mm), peleoides (0,08-0,1 mm) y, en cantidad inferior al 4 %, cristales de cuarzo tamaño arena muy fina que pueden servir de núcleo a los ooides. En algunos de los ooides la envuelta muestra una alternancia de láminas claras y oscuras semejante a la de los niveles laminares. Se observan también secciones de caráceas (girogonitos), estructuras prismáticas de calcita con una traza oscura longitudinal (semejantes a prismas de Microcodium) y, en uno de los niveles, cristales lenticulares romos de calcita que recuerdan seudomorfos de calcita por yeso; se hallan dispersos o en agregados.

En conjunto, se atribuyen estos depósitos a un medio lacustre somero con episodios de mayor energía, correspondiente a etapas de mayor influencia externa al lago (niveles intraclásticos) y otros de menor energía (niveles laminados).

La sedimentación de los niveles intraclásticos corresponde a etapas de erosión del fondo lacustre, donde el transporte más o menos largo está indicado por el redondeamiento de los intraclastos y la formación de envueltas isopacas (ooides) en torno a núcleos (terrígenos o intraclastos). El origen de la envuelta se relaciona con el rodamiento del núcleo sobre un fondo fangoso.

El depósito de los niveles laminados tiene lugar en un momento de menor energía y bajo lámina constante de agua, donde se efectúa una precipitación calcítica inducida biológicamente.

Las bioturbaciones en secciones circulares, ovoidales y enterolíticas se relaciona con la parte superior de los niveles laminados. Presentan formas y dimensiones semejantes a las producidas por larvas de insectos dípteros pertenecientes a la familia chironomidae, citadas en bibliografía (MONTY 1976, SHAFFER y STAFF 1978, ANADON y ZAMARREÑO 1981, ARMENTEROS 1985). En la mayoría de las especies de este taxón, las larvas desarrollan vida acuática y muchos de ellos toman su alimento directamente del sustrato (SEGUY 1951, OLIVER 1981). La forma enterolítica de las secciones alargadas y su relleno, en ocasiones, por partículas peleitoídicales reproducen la morfología y los desechos de la actividad metabólica del organismo.

Al conjunto de estos depósitos se les atribuye una edad Mioceno terminal.

1.4.1a) Conglomerados y aglomerados de matriz arcillosa (55)

Se trata de materiales detríticos que afloran con poca extensión en varios puntos al Norte de la población de Zarza de Alange. Sólo existen afloramientos con buenas condiciones de observación en los cortados de una zanja para canalización de agua que se está construyendo en la actualidad en este área.

Se observa en estos puntos una serie de 6 m de potencia máxima de conglomerados y aglomerados de cantos medianamente redondeados de cuarcitas y fragmentos de rocas con cemento carbonatado en unos casos y con matriz arcillosa de tipo atapulgítico en otras. Se trata posiblemente de materiales depositados por flujos de derrubios (debris flow), de carácter muy proximal y que removilizan con escaso transporte perfiles de alteración de las rocas del zácalo, a los que fosilizan en puntos.

Genéticamente presentan unas características muy similares al tramo basal de la Unidad Superior Miocena. No obstante, no se trata de los mismos materiales desde el punto de vista espacial, y probablemente tampoco desde el temporal, ya que los materiales del tramo basal tienen su borde de cuenca proximal (borde oriental), al Oeste de estos materiales, al otro lado de los relieves parleozoicos que ocupan el tercio oriental de la Hoja.

La atribución de estos materiales al Mioceno se ha hecho en base a que parece haber un desarrollo mayor de estos materiales hacia el N y NE, fuera de la Hoja y a que en estos puntos los materiales que se podrían correlacionar con ellos están cubiertos por rañas pliocuaternarias.

1.2.2. Pliocuaternario (57 y 58)

Está constituido por 1 a 2 m de arcillas rojas con cantos de cuarcita de tamaño variable entre 5 y 20 cm (raña). En las proximidades de Torremegía, la base está constituida por un paquete de 0,5 a 1 m de arcillas rojas de idéntico aspecto a las anteriores, pero sin cantos.

Se trata de un glacis con depósito, de pendiente inferior al 1 %, que se extiende orlando los relieves precámbricos y paleozóicos de los que se alimenta.

El medio que origina estos depósitos es un flujo en masa de fango y cantos desarrollado bajo un clima húmedo con lluvias estacionales de gran intensidad.

Se han diferenciado dos niveles de rañas de idénticas características litológicas. El primero de ellos, con muy escasa representación, puede observarse a ambos lados del Cortijo de Palacio Quemado y enraiza su depósito a cota 360 m. El segundo, con depósito enraizado a cota 320 m, produce una cicatriz erosiva en los relieves del zócalo (pediment), que se manifiesta en una superficie arrasada a cota 320 m, bien desarrollada en todos los relieves que circundan la cuenca. Se desarrolla al Sur de los cerros de Moneda y Grajera.

1.4.3. Cuaternario

Constituido por los sedimentos pertenecientes a una terraza antigua del río Guadajira, otra del río Matachel y depósitos recientes.

Terraza del río Guadajira (59)

Se trata en realidad de la T2 (+ 10 m) del sistema de terrazas del río Guadiana. Aflora muy escasamente en el límite Oeste de la Hoja. Presenta una potencia máxima visible de 3-4 m y está constituida por cantos de cuarcitas redondeadas de diámetro comprendido entre 1 y 25 cm, con matriz arenoso-arcillosa de color rojizo. A muro presenta lechos de materia orgánica de tamaño centimétrico. En ocasiones, pueden verse estructuras internas, con estratificaciones y laminaciones cruzadas.

Terraza del río Matachel (60)

Se localiza en paraje denominado de las piedras, al Sur de Alange. Está constituido por cantos de cuarcita, muy redondeadas, de 1 a 20 cm. con matriz arenoso-arcillosa de color rojo.

Depósitos recientes (61, 62 y 63)

Representados por los aluviales, coluviales y detríticos de vertiente en general. Todos ellos del Holoceno.

En cartografía se han diferenciado como aluviones los depósitos de fondo de valle de ríos y arroyos cuya corriente adquiere cierta importancia, pudiéndose separar éstos de los aportes laterales por gravedad. Sin embargo, en la mayor parte de la Hoja, con una topografía

plana y una red de drenaje incipiente, esta diferenciación no ha sido posible, agrupándose como detriticos de vertiente al conjunto de aluviones, coluviones y a una delgada capa edafizada y homogenizada por procesos de cultivo.

Por último, se han diferenciado como coluviones a los depósitos de cantos angulosos de cuarcita que circundan los relieves hercínicos de la Hoja y que constituyen verdaderos piedemontes.

2. TECTONICA

La zona en cuestión ha sufrido una serie de procesos complejos, relacionados con una o varias etapas orogénicas; hay datos evidentes de una orogenia precámbrica, y otra del Paleozoico superior (Hercínica); la importancia y magnitud de cada una de ellas es un tema, que se discute, y está pendiente de nuevos datos paleontológicos y de edades absolutas.

A continuación se indicará el grado de evolución alcanzado por cada uno de los materiales que integran los distintos dominios, sin entrar en discusión respecto a la correlación de las fases observadas en uno y otro; también se hará una descripción de las estructuras más representativas de la Hoja, y de los principales sistemas de fractura.

2.1. DOMINIO OBEJO-VALSEQUILLO-PUEBLA DE LA REINA

Los materiales pertenecientes al dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina muestran los efectos de una orogenia finiprecámbrica a la que se le superpone otra posterior de edad Hercínica.

2.1.1. Orogenia Precámbrica

Existen argumentos cartográficos, petrológicos y químicos para suponer la existencia de una orogenia finiprecámbrica con esquistosidad, metamorfismo y plutonismo asociado.

La existencia de plutonismo es conocida en todo el borde meridional de la Zona Centro Ibérica y en Ossa Morena, y será comentado más adelante en el capítulo de petrología.

La existencia de esquistosidad y metamorfismo es un hecho observado en la Hoja, ya que en la aureola de los granitoides preordovílicos se observa cómo la blastesis estática es posterior a la esquistosidad de flujo que afecta a los materiales precámbrios.

A escala cartográfica es patente la existencia de una estructuración prepaleozoica, que justifica la discordancia cartográfica observada.

No se conoce la dirección, geometría ni vergencia de las estructuras asociadas a esta orogenia, tampoco se ha reconocido en campo ni en cartografía ninguna estructura o pliegue imputable a ella.

2.2.2. **Orogenia Hercínica**

La orogenia hercínica se manifiesta en este dominio por varias fases de plegamientos, y al menos una de cabalgamiento.

Durante la primera fase se originan pliegues isoclinales de dirección N 120°-130° E que originalmente debieron ser tumbados.

Esta fase se reconoce en escala microscópica (es la responsable de la incipiente esquistosidad de flujo que afecta a los materiales paleozoicos), a escala mesoscópica (pliegues de arrastres) y a escala cartográfica, por una serie de pequeños pliegues visibles en el borde SE de la Hoja.

Los materiales de la Unidad de Alange y del Valle se encuentran en un flanco normal de una estructura de primera fase. Los materiales de la Unidad de Puebla de la Reina se encuentran en un flanco invertido de un gran anticlinal de primera fase volcado al norte (cabeza buzante) que cierra al este de Puebla de la Reina con ejes pinchando al NW.

La segunda fase es de cabalgamientos, y se supone que es la responsable del acercamiento y apilamiento de las distintas unidades diferenciadas.

Los cabalgamientos son visibles a escala cartográfica, como el que sirve de límite entre las Unidades de Alange y del Valle; otros parece que tienen entidad y lo que provocan es una repetición de formaciones y/o sucesiones rocosas dentro de una misma Unidad, como los reconocidos en el borde meridional de la Sierra de Peñas Blancas.

El transporte de los materiales en esta etapa de cabalgamiento, es hacia el noroeste (se observan las estrías del plano de cabalgamiento, en una pequeña cantera situada en el borde sur de Alange).

La última fase de plegamiento dio lugar a pliegues cilíndricos de dirección N 110-130° E de amplio radio y plano axial vertical, como el visible al noreste de Alange en la cuarcita armoricana.

Las relaciones temporales entre esta última fase y los cabalgamientos, no se puede controlar en el presente trabajo; no obstante estas relaciones se han establecido con claridad en zonas más orientales donde se observa cómo los cabalgamientos están afectados por el plegamiento en cuestión, APALATEGUI, O. et al, MAGNA Hojas de Peñarroya, Espiel y Adamuz.

2.2. DOMINIO DE VALENCIA DE LAS TORRES-CERRO MURIANO

Los materiales integrados en este dominio, han sufrido una serie de procesos dinamotérmicos que contrastan con los del resto de la zona.

Estos materiales afloran en el borde meridional de la Hoja y muestran los efectos de un primer metamorfismo de carácter regional en el que se alcanzan condiciones de alto grado (ver capítulo de Petrología) y otra fase posterior eminentemente dinámica, que se relaciona con una serie de procesos retrometamórficos en condiciones de bajo grado.

La superficie más penetrativa visible en estos materiales es la esquistosidad de flujo milonítico, la cual enmascara cualquier proceso anterior solo visible a escala microscópica.

El flujo milonítico se relaciona con una fase dinámica ligada posiblemente a grandes desplazamientos, y a una tectónica tangencial durante la cual se produjo el acercamiento de los dos grupos de rocas que integran este dominio.

Con posterioridad la roca presenta un microplegado suave, y efectos de una deformación discontinua en condiciones frías.

La edad de los eventos tectonometamórficos que afectan a los materiales de este dominio es discutida actualmente. La deformación milonítica y todas las posteriores, se acepta que son de edad hercínica. La deformación premilonítica es para algunos autores de edad Precámbrica y para otros de edad hercínica; en el presente trabajo este tema queda abierto, a la espera que futuras investigaciones aporten más luz sobre el mismo.

En cartografía, la única estructura reconocida en este dominio es una serie de repliegues tardíos (pliega la esquistosidad de flujo milonítico) visibles en el borde suroeste de la Hoja, y que afectan al ortoñes de Aceuchal.

2.3. DEFORMACION RIGIDA: FRACTURAS

Los distintos sistemas de fracturas que actualmente observamos en esta zona del orógeno, responden a un comportamiento rígido del mismo, durante los últimos momentos de la evolución Hercínica. Los sistemas de fractura más importantes son los siguientes.

Fracturas N 100° -130° E.

Dentro del área de estudio podemos distinguir una serie de fracturas pertenecientes a esta familia, como es la falla que sirve de límite entre la Unidad del Valle y de Puebla de la Reina, o como algunas de las cartografiadas dentro de esta última Unidad.

Normalmente se aceptan que estas fracturas han jugado como desgarres sinestrosos, aunque el movimiento debe ser más complejo, con una cierta componente horizontal como desgarre sinestoso y otra vertical que juegue en diversas ocasiones. Es posible que estos accidentes jueguen como fallas normales en los últimos momentos del ciclo Hercínico, lo que justificaría algunos desplazamientos anómalos observados en algunos de ellos.

Fallas N 60° -80° E.

Dentro del área reconocida, se observan abundantes fracturas de esta dirección, especialmente visibles en las proximidades de Zarza

de Alange, así como en toda la Unidad del Valle. Se trata de desgarres sinestrosos de salto variable (superan en ocasiones un kilómetro) en ocasiones cicatrizadas por rocas de naturaleza básica.

Estas fracturas parecen que son singenéticas con las anteriormente descritas y parecen que representan uno de los pares de desgarres dentro de una banda de cizallas definida por las grandes fallas longitudinales.

La geometría de estas fallas y su inflexión en las zonas de contacto con las grandes fallas longitudinales así lo indican.

Fallas N 30° -50° E.

Otro sistema de fractura importante es el de dirección N 30° -50° E, el cual está muy bien representado en las proximidades de Alange. La cartografía nos indica que han jugado como fracturas con una cierta componente horizontal sinestrosa y posiblemente representen las líneas de máxima tensión dentro de la banda de cizalla definida por las grandes fracturas longitudinales. En relación con una de estas fracturas, se localiza el manantial termal de Alange.

Fracturas N 150° -160° E.

Estas fracturas pueden observarse en el Cerro Grajera y en las proximidades de Cortijo Obando, la cartografía indica que estos accidentes, son posteriores a las grandes fallas longitudinales, juegan como desgarres dextrosos y bien pudieran representar la familia de desgarres menos desarrollados que aparecería en el caso de que existiera una deformación rotacional.

En definitiva, el esquema de evolución rígida del orógeno puede interpretarse como resultado de una etapa compresiva, en la cual las grandes fracturas longitudinales delimitan trozos rígidos de la corteza; dentro de estas bandas la distribución y el movimiento de la mayoría de las fracturas invitan a interpretarlas como fallas de desgarre o distensivas dentro de una banda de cizalla con movimiento sinestoso.

2.4. NEOTECTONICA

Existe una actividad tectónica que afecta a los materiales mioceños de la cuenca del Guadiana. Consiste en una compartimentación

en bloques de la cuenca, llevada a cabo mediante el rejuego de fallas preexistentes en el zócalo, bajo un régimen distensivo. Las direcciones de los dos sistemas principales de fracturas son: N120°E y N40°E.

En las zonas marginales de la cuenca, en las que el encajamiento de los arroyos deja al descubierto el contacto basal entre el Terciario y las rocas del zócalo, existen buenos ejemplos de la actividad de estos sistemas de fracturas. En particular en los cauces del arroyo Harnina, al Oeste de Almendralejo, y el del Bonhabal y Valdemedet, al Este de dicha población.

Los últimos movimientos se producen con posterioridad a la colmatación de la cuenca miocena, ya que las fracturas afectan a la superficie arrasada del zócalo (S_1), correspondiente al enrase de la superficie de colmatación de la cuenca miocena. Los saltos observados en la vertical son, como máximo, de 40 a 50 metros.

Las superficies de erosión o depósito posteriores a la colmatación de la cuenca miocena (pediment y superficie de acumulación de la raña) no presentan ninguna deformación. Se deduce, pues, que la cuenca se ha mantenido tectónicamente inactiva desde el Plioceno.

3. PETROLOGIA

En este apartado se describen en primer lugar los caracteres petrológicos y/o petrográficos de las rocas ígneas presentes en la Hoja; posteriormente se hace un estudio de los diversos procesos metamórficos que han afectado a los distintos materiales aflorantes.

3.1. ROCAS IGNEAS

Dentro del área de estudio existen diversas manifestaciones de rocas ígneas efusivas o intrusivas de edad variable.

En el presente apartado sólo nos referimos a las rocas intrusivas, ya que las rocas efusivas han sido comentadas con anterioridad en el apartado de estratigrafía.

La descripción de los distintos cuerpos intrusivos, se hará en orden de más antiguo a más moderno, y son:

3.1.1. Granitoides tipo Palomas (1)

Possiblemente las rocas plutónicas más antiguas de todas las que afloran en la Hoja, sean unas masas graníticas, ampliamente representadas en la Unidad el Valle y en la de Puebla de la Reina.

Estos cuerpos, que llamamos granitoides tipo Palomas, son en realidad partes de un batolito mayor, roto y desgajado por fracturas de

dirección regional, que aflora a favor de grandes estructuras anticlinales en las Hojas de Almendralejo y Oliva de Mérida.

Las relaciones espacio-temporales con los materiales que aquí afloran son bastante claras; en el campo se observa cómo estos cuerpos son intrusivos en una sucesión de pizarras y grauvacas del precámbrico (sucesión Tentudía) y son a su vez recubiertas por los primeros depósitos paleozoicos, representados aquí por unos depósitos continentales de naturaleza arcóbica que se suponen son de edad Ordovícico (Tremadoc).

El estudio microscópico de estos materiales, indica que se trata de una roca granular homométrica, formada por cuarzo, feldespato potásico (ortosa algo pertítica) plagioclasa sódica, moscovita y biotita. La roca presenta una clara orientación, consecuencia de las deformaciones sufridas que se pone de manifiesto por una reorientación de los feldespatos y de las micas, recristalización del cuarzo y cloritización de la biotita.

Desde el punto de vista químico, son rocas calcoalcalinas, representan un magmatismo orogénico del Precámbrico terminal.

3.1.2. **Gabros de Alange y Zarza de Alange (2)**

En este apartado se agrupan una serie de cuerpos de naturaleza gábrica, de los cuales los más significativos, son los que afloran al Norte de Alange y noroeste de Zarza de Alange.

El primero de estos cuerpos es un pequeño stock de unos 4 km² localizado al norte de Alange; el afloramiento tiene una forma elíptica, y su eje mayor es paralelo a las directrices de los materiales precámbricos a los que intruye..

El afloramiento del noroeste de Zarza de Alange, se localiza en la zona de confluencia de los ríos Guadiana y Matachel, están en parte recubierto por los depósitos aluviales de dichos ríos, queda limitado al norte por el borde de la Hoja y ésta laminado en su borde suroriental por una falla de dirección N-60°E.

Otro afloramiento se localiza al norte de Zarza de Alange; se trata de un afloramiento puntual que se observa en el borde de una pequeña trinchera a muro de los materiales terciarios de la cuenca del Guadiana.

Un último afloramiento se ha localizado en el arroyo Valdemedel, alojado en una fractura longitudinal que pone en contacto los materiales precámbrios y paleozoicos de la Unidad de Puebla de la Reina.

Los dos primeros afloramientos son los únicos que tienen cierta entidad, y sólo en ellos se pueden observar sus relaciones con el encajante; en ambos casos estos cuerpos intruyen en materiales precámbrios a los que metamorfizan.

El estudio microscópico indica que se trata de una roca granuda de grano medio, homométrica, idiomórfica, ligeramente orientada, formada por plagioclasa (oligoclasa-andesina) piroxeno (uralitizado), hornblenda, biotita (cloritizada), accesorios y opacos.

Dentro del afloramiento, se reconocen algunas bandas de rocas de grano más fino y textura granoblástica, que se interpretan como bandas de cizalla, y que en el estudio de lámina delgada son clasificadas como anfibolitas.

No existen datos cartográficos de campo, ni dataciones absolutas, que nos permitan dilucidar si estos cuerpos son del ciclo precámbrico o hercínico; por consideraciones de tipo regional, suponemos que son del ciclo precámbrico, más o menos coetáneos con los granitoides tipo Palomas.

3.1.3. **Ortoneis de Aceuchal (3)**

En la presente Hoja, existen dos cuerpos neísimos derivados de granitoides de carácter alcalino; uno de ellos aflora en el borde suroeste de la misma y se conoce como ortoneis de Aceuchal.

El afloramiento es bastante deficiente al estar recubierto en gran parte por los materiales terciarios de la cuenca del Guadiana; se prolonga éste por las Hojas vecinas de Villafranca de los Barros y de La Albuera, donde se observa que estos cuerpos son intrusivos en una sucesión neísmica del dominio Valencia de las Torres-Cerro Muriano.

La roca es un «augengneis» con porfiroclastos de feldespato potásico (ortosa pertítica-microclina) y cuarzo, en una mesostasis granoblastica con cuarzo y feldespato potásico granulado, plagioclasa y biotita.

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

El feldespato potásico y la plagioclasa han sido parcialmente granulados, y el cuarzo en su práctica totalidad granulado y recristalizado.

Se observa una esquistosidad marcada por la orientación de porfiroblastos y la elongación de los componentes de la mesostasis, sobre todo el cuarzo. Con posterioridad esta esquistosidad ha sido microplegada con desarrollo incipiente de una S espaciada.

Estos neises derivan de un granito alcalino porfiroide, que ha sido posteriormente deformado en condiciones dinámicas a baja temperatura.

La edad de estos granitos es posiblemente Paleozoico inferior, y es posible que su emplazamiento esté en relación con una etapa distensiva.

3.1.4. **Ortoneis de Almendralejo**

Al oeste de Almendralejo, aflora un cuerpo neísico ortoderivado, escasamente representado al estar cubierto por depósitos terciarios de la cuenca del bajo Guadiana.

Intruye en materiales metamórficos del dominio de Valencia de las Torres-Cerro Muriano, y en concreto sobre materiales del Grupo de Sierra Albarrana.

El neis es una roca de color rosáceo y de grano grueso, con abundantes porfiroblastos de feldespato potásico en una mesostasis de grano fino.

Cuerpos neísicos similares a este, y en la misma posición geológica, se conocen en las Hojas de Villafranca de los Barros, Usagre, Azuaga y Fuente Ovejuna.

En lámina delgada la textura es neísica con abundantes cristales de ortosa pertícica de hasta dos centímetros, con bordes triturados y frecuentes crecimientos mirmequíticos. La mesostasis la componen lechos de cuarzo, feldespato y mica de grano fino, deformados por cataclasis sintectónica.

Los datos químicos y el estudio de la población de circones realizado por CHACON *et al* 1980 ponen de manifiesto el carácter orto-derivado de estos cuerpos, evidente por otra parte por su morfología y sus relaciones espaciales con el encajante. Los trabajos realizados durante el presente proyecto, confirman esta hipótesis que está apoyada por datos químicos (ver informe geoquímico en d.c).

La edad de estos materiales es Paleozoico inferior y como en el caso anterior, se relacionan con una etapa distensiva, cuyas características son desconocidas.

3.1.5. **Granito**

En el borde sureste de la Hoja, se localiza un pequeño afloramiento de granito que intruye en las series paleozoicas de la Unidad de Puebla de la Reina.

El afloramiento es inferior a 0,1 km², tiene forma elíptica, y produce un claro metamorfismo en los materiales encajantes.

El granito tiene color rosáceo grano fino-medio, textura holocristalina hipidiomórfica, y está compuesta por feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo.

Las plagioclasas (albita-oligoclasa) son subhidiomorfas, y aparecen macladas; son frecuentes los crecimientos de feldespato alcalino rodeando las plagioclasas.

El feldespato potásico se presenta como cristales subhidiomorfos maclados, y como cristales xenomorfos intergranulares.

El cuarzo es intergranular y granofídico.

Una de las muestras estudiadas (AI-9132) presenta una alteración de tipo potásico con neoformación de agregados policristalinos de biotita, la cual parece estar favorecida por el carácter cataclástico de la roca.

La edad de este granito es sin duda hercínico ya que intruye en materiales paleozoicos de posible edad Devónico.

3.1.6. Diques de cuarzo

Se incluye en este apartado a una serie de pequeños diques de cuarzo diferenciados en la cartografía, y que aparecen en todos los casos cicatrizando fracturas de poca entidad.

En todos los casos se trata de cuarzo de color blanco (cuarzo lechoso).

3.2. ROCAS METAMORFICAS

Todos los materiales precámbrios y paleozoicos, denotan efectos de metamorfismo regional; el metamorfismo es variable según los dominios, razón por la cual se describen por separado.

3.2.1. Dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina

Los materiales precámbrios, y en menor grado los materiales paleozoicos de este dominio, presentan los efectos de un metamorfismo regional que varía desde las condiciones de medio-bajo grado para los primeros y que no supera las condiciones de grado bajo para los materiales paleozoicos.

3.2.1a) Metamorfismo en materiales precámbrios

El metamorfismo reconocido en los materiales precámbrios de este dominio varía de la siguiente forma.

Sucesión Tentudia y/o Montemolín

Paragénesis reconocidas en metasedimentos:

Cuarzo-moscovita-clorita.

Cuarzo-moscovita-biotita.

Cuarzo-moscovita-granate.

Paragénesis reconocidas en metavolcanitas básicas-intermedias.

Actinolita-epidota.

Actinolita-epidota-biotita.

Epidota-clorita.

Paragénesis reconocidas en metavolcanitas ácidas-intermedias:

Cuarzo-clorita.

Cuarzo-biotita.

Cuarzo-clorita-biotita.

Formación Malcocinado

Paragenesis reconocida en metavolcanitas básicas-intermedias:

Actinolita-epidota.

Clorita.

Clorita-epidota-biotita marrón verdosa.

Clorita-epidota.

3.2.1b) Metamorfismo en materiales paleozoicos

El metamorfismo reconocido en los materiales paleozoicos de este dominio es por lo general de grado muy bajo o bien se sitúa en el límite con la diagénesis profunda; una excepción son los materiales de la Unidad de Puebla de la Reina que aparecen más evolucionados, y donde se alcanzan condiciones de bajo grado.

Paragénesis reconocidas en metasedimentos:

Cuarzo-clorita,

cuarzo-moscovita-biotita.

Paragénesis reconocida en metabasitas:

Clorita,

epidota-actinolita.

3.2.2. Dominio de Valencia de las Torres-Cerro Muriano

Como se ha comentado, los materiales aflorantes en este dominio, muestran una evolución tectonometamórfica diferente del resto de los materiales que afloran en la Hoja, llegándose a alcanzar condiciones de alto grado de metamorfismo.

Dentro de este dominio, se han diferenciado dos grupos que se describen a continuación.

3.2.2a) Grupo de Córdoba-Fuenteobejuna

Dentro del contexto de la presente Hoja, las formaciones y/o sucesiones aflorantes que pertenecen a este grupo son:

- Neises de Azuaga.

El metamorfismo reconocido en los neises de Azuaga comporta las siguientes asociaciones paragenéticas:

En Neises:

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

- Esquistos y cuarzoesquistos biotíticos (S. Montemolín).

La única paragénesis reconocida en estos materiales es:

cuarzo-moscovita-biotita.

3.2.2b) Cuarzo de Sierra Albarrana

De los materiales de este grupo los únicos susceptibles de transformaciones metamórficas, son los micaesquistos moscovíticos, los cuales presentan la siguiente paragénesis:

cuarzo-moscovita-biotita.

3.2.3. Consideraciones sobre el metamorfismo

El metamorfismo precámbrico, localizado en los materiales del dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina, alcanza las condiciones del grado medio. En los materiales paleozoicos de este dominio el metamorfismo regional alcanza, en el mejor de los casos, condiciones de bajo grado; en ambos casos se desconoce el tipo de metamorfismo, ya que no se han reconocido minerales índices.

En el dominio de Valencia de las Torres-Cerro Muriano, se alcanzan condiciones de alto grado, y por consideraciones regionales, se sabe que es un metamorfismo del tipo «intermedio de alta presión».

3.2.4. Metamorfismo de contacto

En la presente Hoja, se localizan varias zonas con metamorfismo de contacto, que corresponden a distintas intrusiones de diversa edad.

3.2.4a) Metamorfismo de contacto de los granitoides tipo Palomas

En las proximidades de los granitoides tipo Palomas, se observan claros síntomas de metamorfismo de contacto, en los materiales precámbricos en los que intruye. Al microscopio este carácter queda definido por la formación de máculas diseminadas, compuestas por agregados desorientados de micas incoloras, clorita y cuarzo.

3.2.4b) Metamorfismo de contacto en los gabros de Alange y Zarza de Alange

Tanto los gabros de Alange, como los de Zarza de Alange, provocan sobre el encajante (siempre materiales del Precámbrico) un metamorfismo de contacto, cuya aureola se extiende unos 0,5-0,7 km del borde de la intrusión. Al microscopio se observa unas máculas helicíticas formadas por agregados micáceos de grano fino y algunas placas de moscovitas desorientadas; las máculas a las que antes nos referimos derivan de antiguos silicatos de aluminio (andalucitas y/o cordieritas) que son poiquiloblásticos y contienen inclusiones de cuarzo. A esta fase hay que añadir también la neoformación de blastos de turmalina.

3.2.4c) Metamorfismo de contacto de los granitos hercínicos

En el borde sureste de la Hoja, aflora una pequeña apófisis de un granito que encaja en materiales paleozoicos a los cuales metamorfiza, ligeramente. Al microscopio los únicos síntomas observables son un crecimiento helicítico de unos agregados desorientados de micas y sericitita.

La aureola de este granito, es muy pequeña, y está en relación con las dimensiones del cuerpo aflorante.

4. HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica de los materiales que afloran en la Hoja, es sin duda compleja, y en lo que respecta a los materiales del substrato se seguirán los mismos criterios que en el capítulo de estratigrafía, es decir por dominios geológicos.

4.1. DOMINIO OBEJO-VALSEQUILLO-PUEBLA DE LA REINA

Los materiales más antiguos reconocidos en este dominio, son una sucesión de esquistos y/o cuarzoesquistos con intercalaciones de cuarcitas negras y de metavolcanitas ácidas y básicas; estos materiales debieron depositarse en un medio abierto, relativamente poco profundo, uniforme y subsidente donde llegaban cantidades importantes de terrigenos, así como aportes volcánicos y volcanoclásticos de distinta naturaleza.

Sobre los anteriores materiales se reconoce una formación con gran abundancia de aportes volcánicos y/o volcanoclásticos, de naturaleza variable (intermedia-básica o ácida) que se conoce como formación Malcocinado. Un estudio químico realizado sobre estos materiales, SANCHEZ CARRETERO, R. *et al* (en prensa), indica que se trata de un volcanismo orogénico calcoalcalino que marca el final del ciclo precámbrico.

Al final del Precámbrico, y posiblemente durante todo el tiempo que se desarrolla el volcanismo finiprecámbrico, debió de funcionar aquí una cadena, posiblemente relacionada con un margen continen-

tal activo, que se manifiesta además por una serie de procesos tectónicos, plutónicos y metamórficos.

El ciclo hercínico se inicia en la Unidad de Alange con la sedimentación de un nivel arcósico de poco espesor, al que le suceden terri-genos (limos y arenas) con intercalaciones de calizas estromatolíticas de edad Cámbrico. La sedimentación cámbrica se produce en un medio marino somero de plataforma con depósitos normales de lutitas, y arenas en épocas de tormentas; y con desarrollo de niveles discontinuos y de poco espesor de calizas estromatolíticas.

Le siguen sedimentos marinos de un mar somero siliciclástico, donde con el tiempo se desarrollan barras arenosas posiblemente movidas por corrientes de mareas.

Sobre los materiales descritos reposan unas potentes capas cuarcíticas (cuarcita armónica) que se interpretan como depósitos marinos (barras) que migran en la plataforma.

En las Unidades del Valle y de Puebla de la Reina, los primeros sedimentos reconocidos, son unos depósitos arcósicos de posible edad Tremadoc.

Las arcosas son depósitos continentales, posiblemente relacionado con un sistema fluvial trenzado que drenaba hacia el NW un amplio macizo de rocas graníticas.

Sobre las arcosas se deposita una sucesión cuarcítica con intercalaciones de pizarras que se piensa es correlacionable con la cuarcita armónica (cuarcita armónica atípica); el depósito de estos materiales es en un medio marino somero de aguas, con episodios posibles de sedimentación en plataforma abierta surcadas por canales de arena.

La estratigrafía del Paleozoico inferior de los materiales de este dominio, indica que se trata de una sedimentación muy proximal, posiblemente adosada a los márgenes de la antigua cadena fini-precámbrica.

En la presente Hoja se observa, dentro del dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina, un amplio hiato sedimentario que dura desde el Ordovícico al Devónico.

La sedimentación devónica es distinta según las unidades. En la Unidad de Alange los primeros depósitos son unas areniscas ferruginosas muy bioturbadas, depositados en un ambiente marino somero (quizás sublitoral) con aguas oxigenadas sobre fondos arenosos móviles agitados por oleaje suave y corrientes a cuyo favor migraban ripples. Sobre los anteriores materiales y en tránsito gradual aparece una monótona sucesión de esquistos sericíticos; que se supone marcan un paso rápido a condiciones marinas más profundas (transgresión) quedando los sedimentos por debajo del nivel de base normal del oleaje.

El Devónico reconocido en la Unidad del Valle, está muy mal representado en esta Hoja. No se puede levantar una columna de estos materiales; y los afloramientos puntuales reconocidos, así como la fauna encontrada en algunos niveles lenticulares de calizas, nos habla de una sedimentación marina somera, con posibles episodios de depósitos marinos en mar abierto.

En la Unidad de Puebla de la Reina, los materiales que se suponen de edad Devónico son una sucesión de pizarras y/o esquistos oscuros con intercalaciones de areniscas y metabasitas; estos materiales hasta el momento no datados, representan también sedimentos marinos, y hay que destacar la existencia de aportes volcánicos.

Durante la orogénesis hercínica, se produce un acercamiento y apilamiento de las distintas Unidades descritas, a favor de pliegues y cabalgamientos (posiblemente mantos) vergentes al norte; una fase de fracturación tardía compartimenta todo este sector de la corteza complicando así la reconstrucción paleogeográfica de la misma.

Por los datos hasta ahora descritos, es indudable la existencia durante el Cámbrico de un alto fondo correspondiente con las Unidades del Valle y de Puebla de la Reina; la posición de la Unidad de Alange (muy similar a la Unidad de Hornachos) respecto a las anteriores es un problema a resolver si bien por los datos tectónicos disponibles (fundamentalmente el sentido de la vergencia) habría que suponer que las unidades del Valle y Puebla de la Reina han sido emplazadas sobre la Unidad de Alange y Hornachos y que aquéllas ocupaban en origen posiciones más meridionales.

4.2. DOMINIO DE VALENCIA DE LAS TORRES-CERRO MURIANO

En este dominio, se reconocen materiales metamórficos de diversa edad, que son agrupados en el grupo de Córdoba-Fuenteobejuna, y en el de Sierra Albarrana.

En el primer grupo, los materiales más antiguos reconocidos son una sucesión de neises bióticos con intercalaciones de anfibolitas y neises leucocráticos; los datos cartográficos, así como los estudios petrólogicos realizados parecen indicar que se trata de una serie volcánico-sedimentaria con aportes de material volcanoclástico y posibles lavas de naturaleza ácida y básica.

Sobre estos materiales, reposa una sucesión de esquistos y cuarzoesquistos con pasadas de anfibolitas y cuarcitas negras. La edad de estos materiales es Rifeense y son sedimentos que debieron depositarse en un mar abierto, posiblemente poco profundo y subsidente donde llegaban cantidades importantes de terrígenos, así como ciertos aportes volcánicos y volcanoclásticos.

Los materiales del grupo de Sierra Albarrana están representados por una sucesión de esquistos moscovíticos y unas cuarcitas tableauadas de color claro. Los micaesquistos y las cuarcitas, parece que son sedimentos marinos, depositados quizás en una plataforma somera y restringida.

Como se ha comentado, existe cierta controversia, en cuanto a la edad de estos materiales, y a lo de los eventos tectonometamórficos que les afecta; para la mayoría de los autores estos materiales son de edad Precámbrico, y asignan esa misma edad a los primeros procesos metamórficos reconocidos; para otros autores estos materiales son del Paleozoico inferior, y justifican el alto grado de evolución tectonometamórfico alcanzado por los materiales en función de su posición en el orógeno hercínico.

4.3. MATERIALES NEOGENOS-CUATERNARIOS

Al comienzo del Mioceno la región estaba emergida y había sufrido un intenso proceso erosivo que dio origen a zonas más o menos peneplanizadas, con desarrollo de perfiles de alteración importantes y formación de pequeñas depresiones de carácter erosivo.

Sobre este paleorrelieve se instala una cuenca fluviolacustre donde, alimentada por los materiales provenientes de los perfiles de alteración de los relieves circundantes bajo un clima cálido-húmedo, se deposita la Unidad Inferior (Facies Lobón). Dicha unidad aparece cubierta en esta Hoja por la Unidad Superior (fig. 5-1).

Una reactivación tectónica, unida probablemente a un cambio climático (clima más árido, con aguaceros torrenciales) favorece la instalación de un sistema fluvial que deposita la Unidad Superior, claramente discordante y expansiva respecto a la Unidad Inferior.

Se inicia esta etapa con un depósito, restringido a las cercanías de los relieves precámbrico-paleozoicos, originado por un proceso sedimentario de flujos en masa (debris flow y mud flow) que da lugar al denominado Tramo Basal. Estos materiales han sufrido unos procesos de alteración importantes que afectan, además, al techo del sustrato preterciario. Este hecho tiene un significado temporal, puesto que supone una interrupción semidentaria importante. Ello indica un cambio notable en la tendencia de la cuenca en relación con eventos tectónicos y climáticos más amplios (fig. 5-2).

Posteriormente, se inicia un nuevo ciclo sedimentario, bajo un clima árido, que da origen al desarrollo de un amplio sistema fluvial en el que se depositan los materiales que constituyen el Tramo Intermedio. La disposición de los sedimentos, con granulometrías decrecientes hacia el Oeste, y las medidas de las paleocorrientes, de dirección predominante N270°E, permiten suponer un sistema fluvial colector con canales trenzados que drena la cuenca en sentido Este a Oeste, flanqueado por afluentes que bajan de los relieves del borde Sur de la cuenca. Se pasa así, progresivamente, de un sistema de abanicos aluviales con morfología braided (Facies Almendralejo) a una facies distal con ríos más jerarquizados y con desarrollo de extensas llanuras de inundación (Facies Badajoz). La Facies Badajoz no aparece representada en esta Hoja, se desarrolla hacia el Este (Hoja de La Albuera) (fig. 5-3).

En el Mioceno Superior, la colmatación de este sistema fluvial da lugar al desarrollo de un medio lacustre muy somero en el que se depositan los carbonatos que constituyen el Tramo Superior (fig. 5-4).

Con posterioridad a la colmatación de la cuenca miocena y antes del inicio de la sedimentación pliocena se producen los últimos movimientos tectónicos en el área por rejuego de fracturas del zócalo (fig. 5-5).

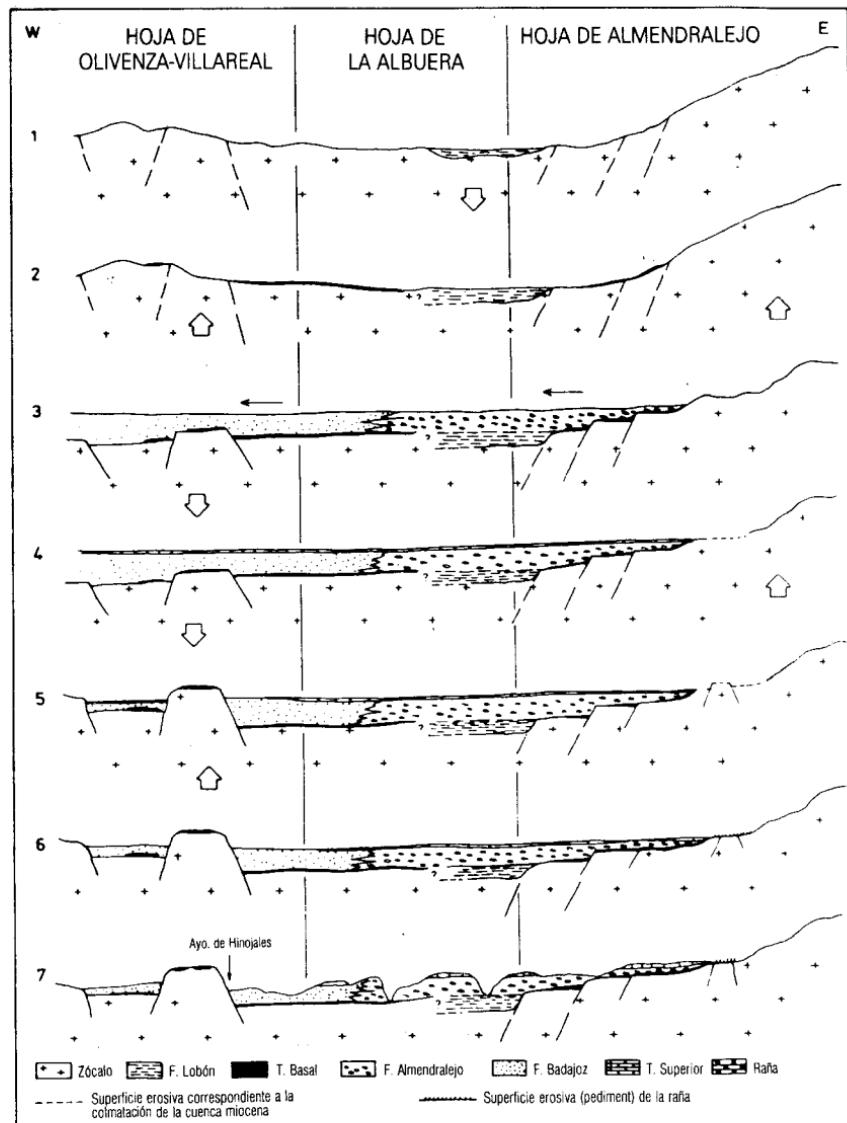


Fig. 5. Esquema evolutivo del Neógeno-Cuaternario en el sector meridional de la Cuenca del Guadiana.

Escala horizontal aproximada 10 Km.
Escala vertical aproximada 100m.

En el Plioceno un nuevo cambio climático hacia un clima más húmedo, con fuertes precipitaciones estacionales, origina el depósito de los sedimentos tipo raña (fig. 5-6).

Ya en el Pleistoceno se produce la implantación de un régimen predominantemente erosivo durante el cual tiene lugar el encajamiento de la red hidrográfica con la consiguiente formación del sistema de terrazas en la cuenca, de escasa representación en esta Hoja.

Este mismo régimen continúa durante el Holoceno dando origen a los aluviales actuales, coluviones y una delgada capa de detríticos de vertiente que tapizan en gran parte la superficie actual de la cuenca (fig. 5-7).

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA

Dentro del contexto de la presente Hoja, son muy pocas las labores mineras reconocidas, ninguna de las cuales se explota en la actualidad.

Las únicas labores reconocidas, son dos pequeñas rafas de óxidos de hierro, localizadas en las proximidades del Cerro del Moro; en ambos casos se trata de labores de poca magnitud que han beneficiado una mineralización de óxidos de hierro interestratificada en la sucesión de pizarras grises con pasadas de metavolcanitas, tobas y mareniscas (25, 27) (Unidad de Puebla de la Reina).

Estos niveles mineralizados, han sido muestrados en la Hoja de Hornachos, y muestran contenidos muy bajos en Cu, Pb, Zn, por lo que su interés económico es en principio despreciable.

Aunque la actividad minera en la Hoja, ha sido escasa, no por ello hay que descartar algunas posibilidades que se abren a raíz de los últimos trabajos realizados por el IGME en todo el dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina. La zona con más potencial minero en toda la Hoja, se centra en el borde sur de la misma, y en concreto sobre la formación Malcocinado, en la cual se ha descubierto una mineralización estratoide (volcano-sedimentaria) de sulfuros polimetálicos en lo que es la prolongación oriental de los afloramientos que nos ocupan. La mineralización es de pirita-calcopirita-blenda-galena; se pre-

senta diseminada y localmente masiva-semimasiva, con leyes que alcanzan en determinados tramos el 6 % en Cu, 3,5 % en Pb y el 38 % en Zn. Encaja en tobas ácidas finas y cineritas sericítico-cloríticas, entre tobas y lavas ácidas a muro y básicas al techo.

También habría que estudiar el entorno de la pequeña apófisis granítica que aflora en el borde SE de la Hoja, ya que se trata de un granito hercínico similar a otros que afloran en zonas más orientales, y a los que se asocian mineralizaciones de estaño-wolfrán.

5.2. CANTERAS

Pocas son las canteras reconocidas en la Hoja, donde el aprovechamiento industrial de los distintos materiales que la integran ha sido muy escaso, al menos en lo referente a la obtención de áridos, rocas de construcción y rocas ornamentales.

La mayor actividad en este campo, se centra en el aprovechamiento de los esquistos sericíticos de la Unidad de Alange, los cuales se utilizaron en principio para el blanqueado y pintura de las casas, y que posteriormente se explotaron para su utilización en la industria del papel; existen diversas canteras de cierta entidad actualmente inactivas como son las de Alange, la del Cerro Calvario y la del Cerro Holgados.

Como ya se ha comentado, el resto son pequeñas explotaciones de escaso interés, la mayoría destinada a la obtención de áridos naturales para construcción.

Dado su interés geológico, llamamos la atención sobre la corrida de calizas que pasa por el Cortijo de Ayala; se trata de unas calizas cámbicas de poco espesor que han sido asiento de pequeñas explotaciones para rocas de construcción. Dada la falta de material calcáreo en toda esta zona, no descartamos la posible explotación de este nivel, que sería conveniente preservar, ya que sin duda se trata de un punto de interés geológico.

Possiblemente los ortoneises del borde suroeste de la Hoja (ortoneises de Aceuchal y Almendralejo) presentan algunas posibilidades de utilización como roca ornamental, ya que su textura oftálmica le confiere un cierto atractivo. Lo mismo cabría decir para los gabros de Alange y Zarza de Alange.

Por último indicar que actualmente se construye una presa de hormigón en el río Matachel, uno de cuyos asientos es el cerro del Castillo de Alange; la realización de esta obra ha originado la explotación de las gravas del aluvial de Matachel, que son extraídas en las proximidades de la zona de la cerrada.

5.3. HIDROGEOLOGIA

Desde este punto de vista, la Hoja presenta dos áreas perfectamente diferenciadas, el substrato por una parte, y la cubierta terciaria-cuaternaria por otra.

Los materiales del substrato son rocas por lo general impermeables, y por tanto poco aptas para su explotación hidrogeológica. Una excepción lo constituyen, los afloramientos de rocas competentes (fundamentalmente cuarcitas) las cuales desarrollan una porosidad secundaria en zonas de fractura; un dispositivo de este tipo es el que da lugar al manantial termal de Alange, y a una serie de pequeñas fuentes (como la fuente de la Jarilla, fuente de la Sierra, etc.) que bordean las sierras cuarcíticas.

En un estudio hidrogeológico, realizado por el IGME para abastecer de agua a la localidad de Zarza de Alange, se realizó un sondeo en una zona fracturada de la cuarcita armónica, obteniéndose caudales del orden de 12 litros/segundo. Dicho sondeo se localiza en el más septentrional de los afloramientos cuarcíticos, en las proximidades de su intersección con el río Matachel.

Mención especial merece el balneario de Alange, que se instala sobre un manantial situado en una fractura que afecta a la cuarcita armónica y las areniscas ferruginosas del Devónico, y que se localiza en el contacto de estos materiales con los esquistos sericíticos. Las aguas del manantial son aguas poco concentradas (163 mg/l de residuo seco) y de facies magnésica con presencia de gas radón.

Este manantial se relaciona con un afloramiento cuarcítico relativamente permeable, y con una estructura compleja (con cabalgamientos y fracturas) que producen una compartimentación del mismo. La recarga es por infiltración de agua de lluvia, y la descarga a través de una serie de manantiales entre los que se destaca el de Alange.

El funcionamiento hidráulico es complejo, y se encuentra ligado a las fracturas que los afectan, y de modo especial a las más profun-

das, lo que justificaría el carácter termal de las aguas y la presencia de gas radón en las mismas. Las fracturas deben conservar una cierta actividad de forma que las aguas que han alcanzado en profundidad su carácter termal, ascenderían rápidamente a la superficie, justificándose así el bajo contenido en sales.

El carácter termal adquirido por las aguas puede deberse a reacciones exotérmicas naturales de fisión nuclear, de los elementos radiactivos presentes en las rocas, y podría ser origen también de las emanaciones de gas radón.

En los materiales de la cobertura Neógeno-Cuaternaria es de destacar el carácter acuífero de las Facies Almendralejo. Estos materiales por sus características litológicas y la morfología de la unidad, confinada sobre los materiales impermeables del sustrato preterciario, constituye un buen acuífero de carácter detrítico allí donde la unidad tenga la potencia adecuada.

BIBLIOGRAFIA

- ALIA MEDINA (1963): «Rasgos estructurales de la Baja Extremadura». *B.R.S.E.H.N. (Geol.)*, 1, 247-262.
- ANADON, P., y ZAMARREÑO, I. (1981): «Paleogene Nonmarine Algal Deposits of the Ebro Basin, Northeastern Spain». *Phanerozoic stromatolites* (Ed. por Cl. Monty). Springer-Verlag, Berlín. 140-154.
- APALATEGUI, O. (1979): «Consideraciones estratigráficas y tectónicas en Sierra Morena Occidental». Temas Geológicos y Mineros. 1.^a Reunión del GOM.
- APALATEGUI, O.; BORRERO, J.; HIGUERAS, P. (1983): «División en grupos de rocas en Ossa-Morena Oriental». Temas Geológicos y Mineros. 5.^a Reunión GOM.
- ARMENTEROS, I. (1985): «Estratigrafía y sedimentología del Neógeno del sector suroriental de la Depresión del Duero (Aranda de Duero-Peñaflor)». Tesis Univ. Salamanca. 692 pp.
- ARRIOLA, A.; CHACON, J.; EGUILUZ, L.; ERASO, A.; GARROTE, A.; SANCHEZ CARRETERO, R., y VARGAS, I. (1983): Hoja núm. 829 (Villafranca de los Barros). MAGNA. IGME.
- ARRIOLA, A.; EGUILUZ, E.; FERNANDEZ CARRASCO, J., y GARROTE, A. (1984): «Individualización de diferentes Dominios y Unidades en el Anticlinorio de Olivenza-Monesterio», *Cuad. Lab. Xeológico de Laxe*, 8, 195-210.
- BARD, J. P. (1964): «Observaciones sobre la estratigrafía del Paleozoico de la región de Zafra (Prov. de Badajoz, España)». N y C. IGME, 76, 175-180.

- BARD, J. P. (1969): «Le métamorphisme régional progressif de Sierra d'Aracena en Andalousie Occidental (Espagne)». *Tes. Doc. Fac. Sc. Montpellier*.
- DELGADO, J. N. (1904): «Faune Canibriènne du Haut-Alentejo (Portugal)». *Com. Serv. Geol. Port.* V 5, 307-374. Lisboa.
- DELGADO, J. N. (1907): «Contribuções para o estudo dos terrenos paleozoicos. I Precámbrico e Archaico. II Cámbrico». *Com. Serv. Geol. Port.*, 6, 56-122. Lisboa.
- DELGADO QUESADA, M.; LINAN, E.; PASCUAL, E., y PEREZ LORENTE, F. (1977): «Criterios para la diferenciación en dominios de Sierra Morena Central». 4.^a Reu. O. Península Ibérica. Salamanca.
- DUPONT, K. (1979): «Carte géologique et métallogenèse des gisements de fer du sud de la province de Badajoz (Sierra Morena occidentale-Espagne)». Thèse Institute National Politechnique de Lorraine. 371 pp.
- EGUILUZ, L.; FERNANDEZ CARRASCO, J.; COULLAULT, J. L., y GARROTE, A. (1983): Hoja núm. 897 (Monesterio). MAGNA IGME.
- EGUILUZ, L., y RAMON LLUCH, R. (1983): «La estructura del sector central del Dominio de Arroyomolinos. Anticlinorio de Olivenza-Monesterio, Ossa-Morena». *Studia geologica salmanticensia*. XVIII, 171-192.
- EGUILUZ, L.; SANCHEZ CARRETERO, R., y APALATEGUI, O. (1985): «Las rocas volcánicas de Valverde de Leganés (Anticlinorio Olivenza-Monesterio)». Nota preliminar. VII Reun. GOM. Villafranca de los Barros.
- ESTEBAN, M. (1974): «Caliche textures and Microcodium». *Boll. Soc. Geol. Ital.* 92, suppl. 1973, 105-125.
- FISHER, R. V. (1961): «Proposed classification of volcanioclastic sediments and rocks». *Geological society of Am. Bull.* V. 72. 1409-1414.
- GONÇALVEZ, E., e TORRE, C. (1970): Folha 37-A Elvas. C.G.P. 1:50.000. S.G.P. 50 pp. Lisboa.
- GONÇALVEZ, F., e TORRE DE ASSUNÇAO, C. (1972): Folha 33-D Río Xevora. C.G.P. 1:50.000, S.G.P. 11 pp. Lisboa.
- GONZALO y TARIN, J. (1879): «Reseña física y geológica de la prov. de Badajoz». Com. Map. Geol. España. Madrid.

- GUTIERREZ MARCO, J. C. (1981): «Descubrimiento de nuevos niveles con Graptolites ordovícicos en la Unidad "Pizarras con Didymograptus"». Scheider, 1939 (Prov. Huelva, SW, España). III Reun. GOM. Elvas-Aracena.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1947): «Ensayo de la morfogénesis de la Extremadura Central». *Not. y Com. IGME*, 17. 169-183. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1949): «Las cuencas terciarias de Extremadura Central». *Bol. R.S.E.H.N.* (extraordinario).
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1952): «Característica general del terciario continental de la llanura del Guadiana». *Not y Com. IGME*, 25. 25-71. Madrid.
- HERRANZ, P. (1985): «El Precámbrico y su cobertura paleozoica en la región centro-oriental de la provincia de Badajoz». Com. Present. a la VII Reun. del GOM. Villafranca de los Barros. Badajoz.
- JULIVERT, M.; FOMBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1974): «Mapa tectónico de la península Ibérica y Baleares». Cont. Map. Tect. Europa. IGME.
- KLAPPA, C. F. (1978): «Biolithogenesis of Microcodium: elucidacion». *Sedimentology*, 25. 489-522.
- LE PLAY (1834): «Observations sur l'Extremadure et le nord de l'Andalousie, et essai d'une corte géologique de cette contrée». 1 et 2 Partie elf. Ann. Mines, 3 serie. T. VI. París.
- LIÑAN, E. (1979): «Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba». Univ. de Granada.
- LIÑAN, E., y PEREJON, A. (1981): «El Cámbrico inferior de la Unidad de Alconera». Badajoz (SW de España). *B.R.S.E.H.N. (Geol)*, 79. 125-148.
- LOTZE, F. (1945): «Zur gliederung der varisziden der Iberischen Meseta». *Geol. For.*, 4, 6, 78-92. Berlín.
- LOTZE, F. (1961): «Sobre la estratigrafía del Cámbrico español». *Not y Com. IGME*, 61. 131-164.
- LUJAN, F. (1850): «Estudios y observaciones geológicas relativas a terrenos que comprenden parte de la provincia de Badajoz y de las de Sevilla, Toledo y Ciudad Real». Mem. R. Acad. Cienc. E.T. 1.^a Se. Parte 2.^a Cienc. Nat. Madrid.
- MACPHERSON, J. (1878): «Sobre la existencia de la fauna primordial en la provincia de Sevilla». *An. Soc. Esp. H. N.*, 7.280-284.

- MALLADA, L. (1880): «Reconocimiento geológico de la provincia de Córdoba». *B. Com. M. Geol.* 7. 1-95.
- MUELAS, A., y HERNANDEZ ENRILE, J. L. (1976): Hoja núm. 827 (Alconchel). MAGNA. IGME.
- MUELAS, A.; SOUBRIER, J., y HERNANDEZ ENRILE, J. L. (1977): Hoja núm. 828 (Barcarrota). MAGNA. IGME.
- MONTY, C. L. V. (1976): «The origin and development of cryptalgal fabrics. En: *Stromatolites* (Ed. por M.R. Walter). Elsevier Amsterdam. 193-294.
- OLIVER, D. R. (1981): «Chironomidae», en: *Manual of Nearctic Diptera*. V I. Ed. por Mc. Alpine *et al.* Canadian Government. Publishing Centre. Quebec. 423-458.
- OLIVEIRA, V. (1984): «Contribuição para o conhecimento geológico-mineiro de regiao de Alandroal-Juromenha (Alto Alentejo)». Estudos, Notas e trabalhos do S.F.M. XXVI. 103-125.
- PEREZ LORENTE, F. (1979): «Geología de la zona Ossa-Morena al Norte de Córdoba (Pozoblanco-Belmez-Villaviciosa de Córdoba). Tesis doc. Univ. Granada. 345 pp.
- RAMSAY, J. G. (1977): «Plegamiento y fracturación de rocas». Blume. 510 pp.
- ROSSO DE LUNA, J., y HERNANDEZ PACHECO, F. (1952): Hoja núm. 803 (Almendralejo), 1:50.000 (serie antigua). IGME.
- ROSSO DE LUNA, I., y HERNANDEZ PACHECO, F. (1954): Hoja núm. 776 Montijo. 1:50.000 (serie antigua). IGME.
- SEGUY, E. (1951): «Ordre des dipteres». En P. Grassé: *Traité de Zoologie*. T. X.: 449-744. Ed. Masson & Cie.
- SCHAFFER y STAFF (1978): «Permian Saar-Nahe Basin and Recent Lake Constance (Germany): two environments algal carbonates». En: *Modermand Ancient Lake sediments* (Ed. por A. Matter and M. E. Turcker). *Spec. Publs. int. Ass. sediment.* 2. 83-107. Blackwell scientific Publications. Oxford.
- TEIXEIRA, C. (1952): «La faune Cambrienne de Vila Boim au Portugal». *Bol. sec. Gel. Port.* V 10. 169-188.
- VAUCHEZ, A. (1975): «Tectoniques tangentielles superposées dans le segment hercynien sud Iberique. Les nappes et plis couchés de la region d'Alcauchel-Fregenal de la Sierra (Badajoz)». *Bol. Geol. Min.*, 86. 573-580.

- VAZQUEZ, F., y FERNANDEZ POMPA (1976): «Contribución al conocimiento geológico del SW de España en relación con la prospección de depósitos de magnetitas». *Mem. IGME*, 89, 120 pp.
- VEGAS, R. (1968): «Sobre la existencia del Precámbrico en la Baja Extremadura». *Est. Geol.*, 24. 85-89.
- VEGAS, R. (1971): «Geología de la región comprendida entre Sierra Morena Occidental y las Sierras del N de la provincia de Cáceres (Extremadura española)». *Bol. Geol. y Min. IGME*, 82-3-4. 351-358.
- VEGAS, R. (1974): «Repartición de las series anteordovícicas del SO de España». *Bol. Geol. y Min.*, 85-2. 157-170.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - 28003-MADRID