



IGME

801

9-32

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

OLIVENZA

Segunda serie-Primera edición



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



INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E 1:50.000

OLIVENZA

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-40.418-1988

NIPO: 232-88-005-7

La presente Hoja de Olivenza 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

Octavio Apalategui Isasa (INGEMISA).
Antonio Jorquera de Guindos (INGEMISA).
Miguel Villalobos Megía (INGEMISA).
Luis Eguiluz Alarcón (UNIV. PAIS VASCO).

PETROLOGIA

Luis Eguiluz Alarcón (UNIV. PAIS VASCO).

MEMORIA

Octavio Apalategui Isasa.
Antonio Jorquera de Guindos.
Miguel Villalobos Megía.

PALEONTOLOGIA

Teodoro Palacio Medrano (UNIV. EXTREMADURA).
Eladio Liñán Guijarro (UNIV. ZARAGOZA).

GEOMORFOLOGIA

Joaquín Rodríguez Vidal (UNIV. SEVILLA).

SEDIMENTOLOGIA

Cristino Dabrio González (UNIV. DE SALAMANCA).
Gaspar Alonso (UNIV. DE SALAMANCA).
Ildfonso Armenteros (UNIV. DE 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 (Hojas núms. 800, 801, 802, 803 y 804):

- Estudio estratigráfico de las series paleozoicas que afloran en las Hojas núms. 803 y 804.
- Caracterización petrológica y química de rocas ígneas.
- Estudio estratigráfico-sedimentológico del Neógeno-Cuaternario de la Cuenca del Guadiana.
- Informe geomorfológico.

0. INTRODUCCION

La Hoja de Olivenza se sitúa en el centro de la Provincia de Badajoz y a escasos kilómetros de la capital. Por su extremo NW corre el río Guadiana, que sirve de frontera con Portugal.

Orográficamente es una zona casi plana, condicionada por los depósitos recientes del Guadiana y sólo en su borde Sur muestra algunos relieves de escasa entidad.

La red hidrográfica, condicionada por la proximidad del Río Guadiana está constituida por pequeños arroyos, el más importante de los cuales es la Rivera de Olivenza, sobre el que se ha construido un embalse (Piedra Aguda) para abastecimiento y regadío.

Los núcleos de Población más importantes son Olivenza y Valverde de Leganés y, además, existen dos pequeñas aldeas de colonos de construcción reciente.

Geológicamente se encuentra en el extremo septentrional de la Antiforma de Olivenza-Monesterio, aunque, dado que Olivenza se asienta sobre los materiales Cámbricos del Flanco Sur, debería denominarse «Antiforme de Monesterio». De Sur a Norte abarca:

- El flanco meridional invertido de la Antiforma de Monesterio, ocupada por materiales del Paleozóico inferior.
- El núcleo de la citada antiforma, ocupado por materiales del Precámbrico Superior.
- La prolongación del sinclinal de Alconera constituido por materiales del Cámbrico Inferior.

--- Una banda de materiales del Precámbrico Superior, prolongación de los afloramientos de las Hojas de Barcarrota y Villafranca de los Barros.

Se sitúa, por tanto, en la parte central de la zona de Ossa-Morena según la subdivisión de LOTZE (1945).

El resto de los materiales presentes en la Hoja son sedimentos detríticos pertenecientes a la cuenca continental del Guadiana.

Como información geológica previa que de alguna manera hace referencia al área de Olivenza o a los problemas aquí planteados se pueden citar los trabajos de carácter regional de MACPHERSON (1978), GONZALO TARIN (1879) y MALLADA (1880).

Más recientemente LOTZE (1961) y ALIA MEDINA (1963) establecen los rasgos generales de la Sierra Morena y Extremadura, y con posterioridad BARD (1964, 1969), VEGAS (1968, 1971), VAZQUEZ y FERNANDEZ POMPA (1976), etc., entre otros publican diversos trabajos en los que se aportan datos específicos sobre la geología de esta región.

1. **ESTRATIGRAFIA**

La Hoja de Olivenza está ocupada por un zócalo de materiales Precámbricos y Paleozóicos, sobre los que se desposita una cobertera Terciaria y Pliocuaternaria, que ocupa una gran extensión.

El zócalo aflora esencialmente en el sector meridional y muestra una serie pelítico grauváquica del Precámbrico Superior sobre la que se dispone en discordancia una sucesión detrítico-carbonatada del Cámbrico Inferior. Este conjunto está intruido por una secuencia volcánica de probable edad carbonífera, acompañada por términos sedimentarios que deben corresponder a la terminación septentrional de la cuenca de Los Santos de Maimona.

Varios cuerpos ígneos de edad Carbonífero, y, en principio, relacionados con el citado vulcanismo, atraviesan estos materiales, que quedan transformados en grado y extensión variable según las zonas en corneanas, mármoles, rocas de silicatos cálcicos, etc.

En el extremo oriental de la Hoja, los materiales del zócalo están constituidos por series pelítico-grauváquicas y otras volcánicas de edad Cámbrico inferior-medio.

Las notables diferencias que se observan en la estratigrafía, estilo e intensidad de la deformación, etc., especialmente en los materiales del Paleozoico, de los flancos meridional y septentrional de la Antiforma de Olivenza-Monesterio, hace aconsejable distinguir dos unidades diferentes; estas unidades podrían ser correlacionables con los Dominios Arroyomolinos y Zafra-Monesterio (ARRIOLA et al 1984), por lo cual se les asigna provisionalmente dicho rango.

1.1. DOMINIO ZAFRA-MONESTERIO

Ocupa el sector septentrional del área en que aflora el zócalo, e incluye todos los materiales del flanco Norte de la Antiforma de Olivenza-Monesterio, situados por debajo de las calizas del Cámbrico Inferior.

1.1.1. **Pizarras y grauvacas con intercalaciones de cuarcitas negras, calizas y neises (sucesión Tentudia) (13...16)**

Se engloba en este apartado a un conjunto de materiales detríticos, con pasadas de calizas, neises y cuarcitas negras, que afloran en dos bandas separadas por materiales detríticos y carbonatados de edad Cámbrico (sinclinal de Alconera) y por rocas sedimentarias e ígneas de edad Carbonífero. Se describen a continuación las dos bandas reconocidas a fin de resaltar sus diferencias.

Banda Meridional

Constituye una estrecha banda (oscila entre 300 m y 2 km) que corre entre el borde occidental del embalse de Piedra Aguda y el W de los Cortijos de Malpica, aunque queda cubierta en el sector central por coluviales recientes. A pesar de que puede reconocerse su existencia por diversas vías (cantos, color del suelo, pozos, cuarcitas negras, etc.), sólo existen afloramientos al Sur de la carretera de Olivenza a Valverde de Leganés y en unas suaves lomas al N de la Rivera de Olivenza. Se trata de una secuencia de color oscuro en la que alternan pizarras y grauvacas. El tamaño de grano oscila entre fino, para las pizarras, y medio (clastos de 1-2 mm), en las grauvacas. En estas últimas son claramente reconocibles «de visu» cristales blanquecinos de plagioclasa, cuarzos negros, etc., y pueden observarse esporádicamente algunas laminaciones paralelas, gradaciones, etc. No se han reconocido otras estructuras sedimentarias debido, en parte, a la presencia de una foliación tectónica penetrativa y al débil metamorfismo que afecta a estas rocas. Además de las citadas cuarcitas negras sólo se ha observado una pequeña intercalación carbonatada y algunas pasadas tobáceas y cineríticas grisáceas y rojizas.

Al microscopio los esquistos y cuarzoesquistos presentan una textura esquistosa o blastopsamítica según sea la proporción de fracción pelítica. Los clastos más frecuentes, cuyo tamaño puede alcanzar los 2 mm, son cuarzo, plagioclasa, fragmentos de rocas volcánicas, plu-

tónicas, etc. La mesostasis de grano muy fino es similar a la de las pizarras y está constituida esencialmente por biotita, moscovita y otros filosilicatos a los que acompañan cuarzo y en menor medida feldspatos. Como accesorios más comunes se encuentran, además de grafito, opacos, circón, apatito, turmalina, esfena, etc. Muchos de los clastos muestran un claro origen volcánico, lo que confirma la notable influencia volcánica de estas rocas puesta de manifiesto en otras zonas (Monesterio, Fuente de Cantos, etc. EGUILUZ et al, 1983; ARRILA et al, 1984).

En todos los casos se observan al menos dos fases de deformación. La primera sinclástica y sinmetamórfica. La segunda, menos penetrativa, da lugar a la crenulación o microplegado de la precedente. Hay que señalar que entre los clastos se han reconocido fragmentos de rocas esquistosas.

Todos estos materiales han sufrido un metamorfismo regional de grado bajo con neofonnación de clorita y biotita (marrón verdosa) como minerales más significativos. Asimismo durante la primera fase se originan diferenciados granoblásticos de cuarzo y clorita que son replegados por la segunda fase de deformación.

Las cuarcitas negras no son demasiado abundantes y aparecen siempre en bancos de poco espesor (métrico a lo sumo). Son mayoritariamente liditas sin que se observe el típico bandeado de lechos milimétricos de color blanco y negro característico de las cuarcitas negras (cuarcita listada). Al microscopio tienen una textura granoblástica de grano fino constituida por cuarzo en más de un 90 % entre cuyos cristales se encuentra una diseminación de pequeñas partículas de grafito y numerosos opacos. Son frecuentes, especialmente entre las rocas más deformadas, las removilizaciones de cuarzo, que cuando adquieren un buen desarrollo originan el bandeado característico, debido a la alternancia de lechos de grano grueso y otros de grano fino enriquecidos en grafito.

Banda Septentrional

Corre desde el extremo SE de la Hoja hasta el W del Cortijo de las Merinillas, donde queda cubierto por los depósitos coluviales. En esta banda los afloramientos son aún más deficientes que en la precedente y sólo en un pequeño sector al E de la Rivera de Olivenza y en el extremo SE de la Hoja en un área de algunos centenares de m² pueden hacerse algunas observaciones. No obstante y gracias a la re-

sistencia a la erosión de las liditas, que facilita su preservación, ha podido constatarse que en esta banda existen al menos dos hechos diferenciadores:

- Las cuarcitas negras son mucho más abundantes que en la banda meridional.
- La proporción de lechos carbonatados es asimismo muy importante.

Esta banda es la prolongación de los afloramientos del S de la Hoja de Villafranca de los Barros y centro de la de Barcarrota y muestra características semejantes a dichos afloramientos.

Las metagrauvascas y pizarras muestran colores pardos u oscuros y en la zona aflorante se encuentran intruidas por un cuerpo diorítico que las metamorfiza.

Las características petrográficas son semejantes a las de la banda meridional (antiforma Olivenza-Monesterio) con texturas blastopsamítica para las grauvascas y esquistosa o granolepidoblástica para las pizarras. Como minerales principales más significativos aparecen cuarzo, biotita y plagioclasa y como accesorios opacos, grafito, circón, etc. De cualquier forma en las muestras recogidas se sobreimponen los efectos de metamorfismo térmico citado.

Las cuarcitas negras corresponden mayoritariamente a liditas y son poco frecuentes las cuarcitas negras con estructuras listadas.

Las calizas tienen color oscuro y grano fino y se encuentran estrechamente ligadas a las cuarcitas negras. Generalmente no muestran estructura interna. No obstante ocasionalmente aparecen rocas en las que se observa una alternancia de lechos mili o centimétricos de calizas oscuras y calizas con abundante material detrítico que debido a la mayor resistencia a la erosión origina un bandeo irregular.

Se ha reconocido en las proximidades del Cortijo de la Cocosilla un pequeño afloramiento neísico de algunas decenas de metros de longitud cuyas relaciones son desconocidas al encontrarse rodeado por cobertera cuaternaria, aunque por el contexto en que se encuentra parece intercalarse en la sucesión de Tentudía.

Son rocas leucocráticas de grano fino y aspecto neísico, marcado por la existencia de finos lechos oscuros que parecen corresponder a biotita u óxidos.

Al microscopio muestra una textura granoblástica elongada con cuarzo y plagioclasa como minerales principales y biotita, moscovita, clorita, feldespato potásico, opacos, esfena y circón como accesorios. La plagioclasa y las biotitas (parcialmente moscovitizadas o cloritizadas) muestran escasos síntomas de deformación (alabeamientos, fracturas, etc.). El cuarzo no muestra apenas síntomas de deformación intracristalina, pero los granos tienen una clara elongación. Por otra parte, al menos algunas de las moscovitas tienen carácter tardío. Esta aparente contradicción podría explicarse si se considera que es un material neísico que ha sufrido una etapa térmica tardía que ha dado lugar a una recristalización parcial, con pérdida de parte de los caracteres adquiridos tras la deformación (granulación, extinciones ondulantes, etc.).

Si la anterior explicación es acertada, estos materiales, tanto por su composición como por su posición estructural podrían correlacionarse con el granito tectónico cuyos últimos asomos se encuentran al E de Elvas y que han sido relacionados con el granito de Portalegre (GONÇALVES, 1972).

Todas estas rocas muestran evidencias de, al menos, dos fases de deformación y de un metamorfismo regional de grado bajo con neofonnación de clorita, biotita y mica blanca, al que en zonas se sobrepone una blastesis estática que da lugar esencialmente a biotita.

CAMBRICO INFERIOR

Discordante sobre la sucesión de Tentudía se encuentra un conjunto que, pese a la ausencia de fósiles, puede atribuirse con toda certeza al Cámbrico Inferior, por la similitud de facies y posición con otras series de esta edad, ya que es la prolongación formal de los afloramientos Cámbricos de la Unidad de Alconera (LIÑAN y PEREJON 1981). Se han diferenciado un tramo detrítico y otro detrítico-carbonatado que ocupan una estructura sinclinal bien desarrollada en el sector del embalse de Piedra Aguda y que queda desfigurada hacia el N por la intrusión de diversas rocas ígneas.

1.1.2. Arcosas blanquecinas y pizarras grises (17)

Directamente sobre el Precámbrico, se dispone una secuencia detrítica constituida por arcosas blanquecinas y pizarras grises. El carácter discordante queda atestiguado por una ligera diferencia angular en

las direcciones de ambos conjuntos, por las evidencias cartográficas y por una cierta diferencia en el grado de deformación, estructuración y metamorfismo.

La serie comienza con unos bancos de arcosas blanquecinas de grano fino o medio de unos 50 cm de potencia. A techo comienzan en seguida a aparecer intercalaciones de pizarras grises y verdosas, y los bancos arcósicos se adelgazan hasta 10 m o menos; la potencia total de este tramo oscila entre 10 y 15 cm. La proporción de intercalaciones pelíticas aumenta rápidamente hacia techo para dar paso a una secuencia de pizarras verdes, grises o moradas con lechos centimétricos arenosos. Este conjunto pizarroso puede alcanzar un grosor de varias decenas de metros. Si se compara esta serie con la serie tipo, todo el conjunto corresponde a la Formación Torreárboles, aunque la potencia es sensiblemente inferior. Por otra parte en este corte queda bien patente la similitud con otras transversales como la de Córdoba, Fuente de Cantos, etc. (LIÑAN 1979, ARRIOLA *et al* 1984) en cuanto a la presencia de un tramo eminentemente arcósico y otro pizarroso.

En el tramo pizarroso es muy frecuente la presencia de variadas estructuras sedimentarias entre las que pueden destacarse laminaciones paralelas y cruzadas, granoselección, ripples, niveles erosivos, pistas diversas y posibles huellas de desecación, etc.

Al microscopio presentan texturas pelíticas constituidas por minerales de arcilla y cuarzo de grano fino, como minerales principales y moscovita detrítica y grafito como accesorios. Las arcosas presentan texturas clásticas y están constituidas por cuarzo y feldespatos como minerales principales y clorita, esfena, circón, turmalina y apatito como accesorios. No muestran evidencias importantes de deformación y no parecen haber sufrido metamorfismo regional apreciable, aunque este extremo queda enmascarado por los efectos del metamorfismo de contacto tardío.

Por correlación con la unidad de Torreárboles se le atribuye una edad Ovetiense-Vendiense.

1.1.3. Calizas, pizarras verdosas y rocas de silicatos cálcicos (18, 19)

En concordancia aparente con la formación precedente se dispone una sucesión detrítico-carbonatada de potencia notable y con gran

variedad de facies, que por las razones antedichas se considera correlacionable con la Formación de Alconera (LIÑAN y PEREJON 1981). Es imprescindible señalar que las pésimas condiciones de afloramiento y el sensible metamorfismo de contacto que las afecta de forma generalizada (las transforma en muchos casos en rocas de silicatos cálcicos y otras rocas de skarn) impide una descripción estratigráfica detallada. A este respecto, es ilustrativo indicar que de todas las rocas carbonatadas de las que se ha efectuado estudio petrográfico (21 en total) no existe ninguna sin metamorfismo.

La reconstrucción estratigráfica, debe hacerse necesariamente de forma fragmentaria, en base a los datos cartográficos. A muro se reconoce una alternancia de bancos terrígenos y carbonatados finamente laminados con predominio de colores oscuros. La erosión diferencial hace que los bancos detríticos centimétricos resalten dando a la roca un aspecto oqueroso o rizado.

Hacia el techo los bancos carbonatados se hacen más gruesos y llegan a ser calizas masivas marmóreas, de colores blancos, cremas o rosados, que sólo ocasionalmente intercalan algún banco detrítico. Estos materiales dan un claro resalte topográfico en el cerro Catrapo, y además se encuentran como masas irregulares rodeadas por materiales volcánicos y subvolcánicos de probable edad Carbonífero. La existencia de amplias zonas deprimidas y de relieve horizontal, con gran desarrollo de suelo no permite descartar la presencia de intercalaciones pelíticas en estas calizas, tal y como se observa en los alrededores de Valverde de Leganés.

Al microscopio se observan texturas granoblásticas sin deformación y muy frecuentemente con neoformación de silicatos cálcicos cuya descripción se realizará en el apartado de metamorfismo.

La potencia es difícil de calcular, pero puede alcanzar varios cientos de metros. Su edad, por correlación con las calizas de Alconera, debe corresponder al Cámbrico Inferior (Ovetiense y Marianiense).

Por último señalar que en el sector de las Merinillas existen dos pequeños afloramientos aislados de calizas marmóreas blancas cuya posición es desconocida, pero que, en principio, se han atribuido al Cámbrico, aunque no pueden descartarse otras posibilidades.

1.2. DOMINIO DE ARROYOMOLINOS

Ocupa toda la zona suroccidental del área estudiada. Comprende una sucesión completa de materiales del Cámbrico Inferior-Medio. En base a sus similitudes tanto estratigráficas como estructurales puede correlacionarse con el Dominio de Arroyomolinos (ARRIOLA *et al* 1984). La secuencia litológica es de muro a techo la siguiente:

- Pizarras y grauvacas con intercalaciones de volcanitas y calizas.
- Sucesión volcanosedimentaria de tendencia alcalina.
- Esquistos y metarenitas oscuros.

Se encuentra afectada por un metamorfismo regional que alcanza, en el extremo SW, la zona de la estaurilita y enmascara la posible existencia, dentro de la secuencia de esquistos y metarenitas oscuras de dos tramos diferentes reconocidos en el sector Portugués. (Formación Forte de Ferragudo y Formación Brioia-S. Romao de V. OLIVEIRA, 1982).

1.2.1. **Pizarras y grauvacas con intercalaciones de volcanitas y calizas** (6, 7 y 8)

Se engloba aquí una sucesión fundamentalmente detrítica que aflora en las proximidades de Olivenza, y en el corte del Río Guadiana.

Se trata de una sucesión alternante de pizarras y materiales detríticos que pueden corresponder a arcosas, areniscas o grauvacas. En bancos de varias decenas de centímetros (30-50 cm de media y 1 m como máximo) para los arenosos y algo menos para los pelíticos. Son de colores cenicientos o verdosos, aunque las arcosas pueden tener colores blanquecinos. Apenas se observan estructuras sedimentarias y sólo merecen citarse algunas laminaciones paralelas y cruzadas.

Los bancos arenosos tienen un tamaño de grano fino o medio, no habiéndose encontrado materiales más groseros. Al microscopio predominan las texturas blastopsamíticas, definidas por clastos de cuarzo y plagioclasa (a menudo idiomorfa) y fragmentos angulosos de rocas cuarcíticas, silicocarbonosas y volcánicas (en general ácidas y desvitrificadas). La matriz escasa está constituida por cuarzo microcristalino y filosilicatos. Como accesorios más frecuentes aparecen opacos, circón, apatito, turmalina y feldespato potásico. En todos los casos

muestran evidencias de una fase de deformación marcada por alargamiento de clastos y orientación de filosilicatos y en ocasiones una posterior menos penetrativa. Además aparecen fracturas tardías e irregulares rellenas de feldespato potásico o sericita.

Asimismo han sufrido los efectos de un metamorfismo regional de grado bajo que da lugar a la cristalización de biotita y clorita durante la primera fase de deformación.

Los términos pelíticos presentan texturas esquistosas o blastopelíticas en las zonas de menor metamorfismo y con mayor frecuencia texturas granolepidoblásticas. Están constituidas por cuarzo, moscovita, biotita y clorita como minerales principales y opacos, turmalina y circón como accesorios. Muestran dos fases de deformación, a menudo muy bien desarrolladas, la primera sin esquistosa y sin metamórfica, acompañada de una esquistosidad penetrativa subparalela a la S_0 y la segunda más espaciada, origina la crenulación de la primera, la recrystalización de menas y algunos filosilicatos y la aparición de un bandeo tectónico que se presenta en muestra de mano como una laminación milimétrica (fig. 1).

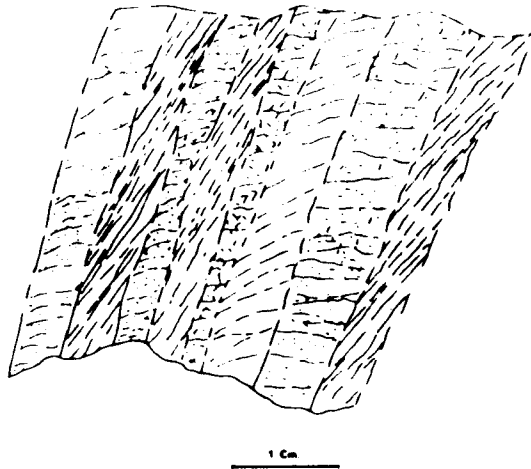


Fig. 1. Bandeo tectónico en pizarras de Vila Boim producido por microplegamiento de la S_1 .

Las intercalaciones volcánicas pueden ser ácidas o básicas. Las primeras aparecen fundamentalmente en la base y corresponden a materiales porfídicos cuarzofeldespáticos, en muchos casos fuertemente cataclásticos.

Las básicas (metabasitas) se encuentran como pequeñas intercalaciones, a distintos niveles, y no son representables en cartografía. Tienen texturas blastodoleríticas o blastoporfídicas y están constituidas por anfíbol uralítico y plagioclasa como minerales principales y opacos, epidota, clorita y biotita como accesorios, lo que permite clasificarlas como anfíbolitas.

Dentro de esta sucesión aparece un tramo carbonatado discontinuo que en el borde meridional (Quinta de San Juan) es la terminación del tramo carbonatado que existe de forma casi continua en gran parte del flanco meridional de la antifirma de Olivenza-Monesterio. Las masas antedichas y las que aparecen en la localidad de Olivenza, constituyen una intercalación de una potencia próxima a los 100 m que corre paralela al arroyo de la Charca, entre Olivenza y el cortijo de la Amoreriña, donde queda cubierta por los depósitos de la cobertera reciente. Pese a que en el corte del Guadiana no aparece esta intercalación podría estar representada por algunos bancos ricos en carbonato. De cualquier forma hay que indicar que en la Formación de Vila Boim no existen carbonatos.

Se trata de calizas marmóreas dolomíticas de colores blancos, cremas o amarillentos, que se encuentran estratificadas en bancos decimétricos y que suelen estar laminadas. Originan suelos de fuerte color rojizo, en parte debido a la elevada proporción de óxidos de hierro que suelen contener. No se ha observado la presencia de lechos detríticos, aunque en reconocimientos realizados en la Hoja de Alconchel se ha podido constatar la existencia de importantes intercalaciones pelíticas y probablemente de rocas volcánicas.

Aunque no ha sido posible diferenciar tramos en la cartografía parece probable (dado que las calizas de Olivenza son la prolongación de un episodio carbonatado de importancia regional) que, al menos los tramos de serie situados por encima de las citadas calizas, sean parcialmente correlacionables con la Formación de Vila Boim, descrita en la frontera portuguesa, y con la alternancia de Cumbres y esquistos de Jerez en sectores más septentrionales.

La potencia de estos materiales, aunque difícil de calcular debido a las dos fases de deformación existentes y a la falta de niveles guía, debe oscilar entre 500 y 1.000 m.

Su edad debe ser Cámbrico Inferior, habida cuenta de su correlación formal con la Formación de Vila Boim y que en esta localidad, a escasos kilómetros de la frontera, ha sido descrita por DELGADO, J. N. (1904) y por C. TEXEIRA (1952) una fauna del Cámbrico Inferior. Por otra parte, también son de esa edad las faunas fósiles descritas en la alternancia de Cumbres.

1.2.2. **Serie volcanosedimentaria de afinidad alcalina con niveles de volcanitas ácidas y calizas (9, 10 y 11)**

Inmediatamente por encima de los materiales descritos, y en tránsito gradual, aparece una sucesión con importante participación volcánica, de clara afinidad alcalina, que representa el Cámbrico Medio. Se trata de una sucesión esencialmente volcanosedimentaria, en la que coexisten rocas volcánicas y otras mixtas en las que la contribución sedimentaria puede ser importante.

En Portugal, en las proximidades de la base de esta sucesión, se encuentra una barra cuarcítica, que ha sido utilizada como nivel de referencia y de correlación regional.

En el flanco norte de la antiformal de Olivenza-Monesterio este conjunto volcánico está bien diferenciado y su base está marcada por las cuarcitas del Castellar (VEGAS 1974 b), sobre las que se sitúa un conjunto volcánico de composición cuarzoqueratofídica (DUPONT, 1978).

Como materiales más importantes se puede citar la presencia de: volcanitas ácidas intermedias, cuarcitas y/o esquistos y anfibolitas.

Las volcanitas ácidas, aparecen como intercalaciones de potencia variable, aunque pueden diferenciarse dos tramos principales, uno próximo a la base y otro de mayor entidad que corresponde a la prolongación de la formación volcánica que aflora a la Hoja de Alconchel entre los cerros de la Cubana y San Amaro (MUELAS Y HERNANDEZ ENRILE, 1976).

Se trata mayoritariamente de rocas silíceas, a menudo porfídicas y de colores rosados grisáceos y oscuros. En afloramiento son rocas compactas, con fractura concoide, que se presentan en bancos métricos con aspecto masivo. El grado de deformación es variable, aunque en muchos casos se aprecia, a simple vista, una clara tectonización que le confiere a la roca un aspecto neísico.

Aunque en Portugal han podido diferenciarse dos conjuntos, uno ácido de colores rosados y otro de colores oscuros y composición intermedia (OLIVEIRA, V. 1984), en el área estudiada esta separación se ha visto imposibilitada dada la escasez de afloramientos. No obstante, sí se ha podido comprobar la presencia de ambos tipos de rocas, y con una disposición semejante, con las ácidas por debajo de las intermedias.

Al microscopio se reconocen diversos tipos de rocas como pórfidos riolíticos, dacitas, riolitas y otros tipos de metavulcanitas ácidas, entre las que destaca la existencia en las facies oscuras de rocas piroclásticas, «lapillistons», etc. Las texturas aunque variables suelen ser blastoporfídicas, granoblásticas, granolepidoblásticas, etc. Como minerales fundamentales aparecen cuarzo, plagioclasa y micas, y como accesorios, opacos circón, esfena, etc. Se encuentran afectadas por dos fases de deformación y por un metamorfismo térmico que da lugar a la transformación de algunas rocas riolíticas de colores negros en rocas cuarcíticas con estructura granoblástica, que pueden confundirse con las cuarcíticas negras existentes en el Precámbrico. En estrecha relación con estos niveles se encuentran bancos de turmalinitas; son rocas de color negro y aspecto masivo, aunque en ocasiones una marcada orientación de cristales aciculares les confiere un aspecto fibroso. Debe corresponder a soluciones formadas en etapas tardías del vulcanismo en zonas superficiales (chimeneas, fumarolas, etc.), que se encuentran muy enriquecidas en volátiles. No obstante, como consecuencia del metamorfismo han podido removilizarse con posterioridad, como lo indica su asociación con zonas tensionales rellenas de cuarzo hidrotermal de aspecto lechoso.

Las cuarcitas y esquistos son materiales de origen volcanodetrítico que corresponden a rocas de colores claros y aspecto satinado entre las que pueden incluirse también, de forma esporádica, algunos lechos más groseros clasificables como grauvacas o arenas epiclásticas, metatobas finas, etc. Estos términos son difíciles de estudiar dado que, debido a su escasa resistencia a la erosión, suelen ocupar zonas deprimidas y cubiertas sin apenas afloramientos, de manera que las únicas observaciones fiables deben realizarse en las trincheras de carreteras o caminos.

Las texturas son lepidoblásticas y granolepidoblásticas y, en las rocas más detríticas granoblásticas. Como minerales principales se encuentran moscovita, biotita, cuarzo y feldespatos, y como accesorios opacos, turmalina, apatito y circón.

Las anfibolitas aparecen de forma esporádica como pequeñas intercalaciones métricas en la parte alta de la serie. De cualquier modo, algo más al Oeste, en el cauce del Guadiana dentro de la Hoja de Villarreal y en Portugal, por encima de las rocas ácidas o intermedias se sitúa una gruesa formación de anfibolitas o metavulcanitas básicas de tipo espilítico con estructuras «pillow» y vacuolas rellenas de carbonato y epidota. Asimismo este episodio debe ser equivalente al episodio espilítico del Cámbrico medio descrito en numerosos puntos de la región como Burguillos del Cerro, Higuerra la Real, Oliva de la Frontera, etc.

En el área estudiada se trata de anfibolitas de grano medio, color verdoso y aspecto maculoso, debido a la distribución irregular de masas de anfíbol sobre un fondo cuarzofeldespático de colores blanquecinos.

Al microscopio muestran texturas granonematoblásticas, blastoporfídicas constituidas por fenocristales o masas policristalinas de anfíbol, plagioclasa y epidota como minerales principales y cuarzo, menas, apatito, clorita, biotita, esfena, etc., como accesorios.

Químicamente, estos minerales han sido caracterizados en la Hoja de Villarreal, y se trata de rocas subalcalinas de afinidad toleítica, posiblemente relacionadas con una etapa distensiva que permitió el ascenso de rocas procedentes de zona profunda de la corteza, o del manto superior.

1.2.3. **Esquistos y metarenitas oscuras con blastos de estaurolita (12)**

Por encima de la formación volcanosedimentaria se dispone en contacto aparentemente normal una sucesión de materiales pelíticos y psamíticos finos en la que dominan los términos esquistosos. Ocupan el extremo SW del área estudiada y al localizarse en ellos el centro del domo metamórfico antes indicado, que alcanza la zona de estaurolita, hace problemática mayores precisiones cartográficas, hecho que también se ve dificultado por la escasez de afloramientos en la zona de tránsito.

En zonas próximas donde el grado metamórfico es inferior sí se han caracterizado adecuadamente los materiales; así, en Portugal, como se indicó previamente, directamente sobre las espilitas se dis-

pone una formación de esquistos satinados oscuros o negros alternantes con pasadas grauváquicas finas (Formación Forte Ferragudo) y a continuación una alternancia rítmica de lechos milimétricos a centimétricos de esquistos verdosos y otros cuarcíticos con frecuentes octaedros de magnetita (Formación de Briôa-S. Romao, equivalente en la Formación de Fatuquedo descrita en la zona de barrancos) (OLIVEIRA, V. 1984). Por otra parte, en la localidad de San Benito de la Contienda, al norte de la Hoja de Alconchel, sobre las rocas volcánicas se dispone una sucesión rítmica de colores verdosos, con abundantes octaedros de magnetita, que puede correlacionarse, con toda certeza con la Formación de Fatuquedo.

En la zona estudiada se reconoce una sucesión monótona de esquistos de colores marrones rojizos y negros (en las zonas menos metamórficas tienen colores verdosos) que muestran una alternancia rítmica de lechos milimétricos o centimétricos de composición pelítica y psamítica. Además muestran fenoblastos de biotita y estaurólita que pueden alcanzar, especialmente la estaurólita, una longitud de varios centímetros.

La descripción precedente deja abierta la posibilidad de que existan materiales asimilables tanto a la Formación de Fatuquedo como a la de Forte Ferragudo, pero las transformaciones producidas por el metamorfismo aconsejan tratar toda esta sucesión como un único conjunto. No obstante, en nuestra opinión los materiales oscuros con estaurólita, similares, por otra parte, a los aflorantes en la localidad de Villarreal, serían equivalentes a la Formación Forte Ferragudo y el resto se correlacionarían con la Formación de Fatuquedo.

Al microscopio muestran texturas lepidoblásticas o granolepidoblásticas, a menudo bandeadas y microplegadas; según los materiales. Se han encontrado esquistos moscovíticos, talcoesquistos, esquistos biotíticos, etc., con porfidoblastos de biotita y estaurólita principalmente. Como minerales esenciales aparecen, además de las micas indicadas, cuarzo y plagioclasa, y como accesorios menas, opacos, circón, grafito, esfena, apatito, turmalina, etc.

Muestran dos fases de deformación, la primera sinesquistosa y sinmetamórfica; la segunda, más espaciada, produce un suave microplegado y va acompañado de una foliación espaciada menos penetrativa, que puede mostrar superficies de discontinuidad de separación milimétrica, que facilita la partición.

La potencia es muy difícil de estimar dada la fuerte deformación y la mala calidad de afloramientos, pero puede aventurarse que alcanza varios cientos de metros.

En cuanto a la edad, y dada su posición a techo del Cámbrico Medio y las correlaciones admitidas con otros materiales que se encuentran discordantes bajo el Ordovícico debe corresponder al Cámbrico Medio.

1.3. MATERIALES SIN ADSCRIPCION A NINGUN DOMINIO CONCRETO

Se incluye en este apartado a un conjunto de rocas volcánicas, junto a otras sedimentarias y epiclásticas que intruyen en el Dominio de Zafra-Monesterio y que se supone son de edad Carbonífero.

1.3.1. **Rocas volcánicas y subvolcánicas ácidas con pasadas de volcanitas intermedias, rocas epiclásticas, brechas y/o conglomerados y pizarras (20...24)**

Los materiales aquí considerados, afloran a lo largo de una banda irregular que corre desde el Cerro de Cabeza del Asno por Valverde de Leganés y el Cerro de Piedra Aguda, para alcanzar un desarrollo apreciable entre las localidades de San Rafael y San Francisco de Olivenza.

Se trata de una secuencia eminentemente volcánica, aunque engloba rocas volcanoclásticas, epiclásticas, brechas y conglomerados y pequeños afloramientos de pizarras verdosas.

Intruye preferentemente en los materiales Cámbricos y a lo largo del contacto Norte entre éstos y el Precámbrico. Estas relaciones pueden observarse a escala cartográfica en algunos afloramientos e incluso a la escala de muestra de mano. De cualquier modo, la pésima calidad de los afloramientos impide un estudio pormenorizado de las relaciones con el encajante, aunque se puede comprobar que existe una estrecha relación entre tipo de roca y situación espacial. Así, en el sector más septentrional (cortijo de Barraquera) se trata de rocas subvolcánicas o plutónicas (microgranitos, pórfidos, etc.); en la zona central coexisten rocas subvolcánicas con rocas efusivas con espectaculares texturas de flujo (riolitas profídicas fluidales, etc.), y hacia el

Este comienzan a aparecer términos volcanoclásticos y epiclásticos, que dan paso, en Valverde de Leganés, a gruesos paquetes de conglomerados y brechas y a términos pizarrosos. Esta evolución parece continuar lateralmente, de forma que en la cuenca de los Santos de Maimona, que debe ser la prolongación de estos afloramientos (EGUILUZ, et al 1985) predominan los términos sedimentarios; aparecen en esta cuenca pizarras, grauvacas y calizas, mientras que las rocas volcánicas aparecen como rocas piroclásticas ácidas interestratificadas (MUELAS et al 1977). Para facilitar la descripción se tratan de forma independiente los principales grupos litológicos reconocidos, que son: volcanitas, rocas epiclásticas, brechas y/o conglomerados y pizarras.

Las volcanitas incluyen diversos tipos de rocas cuya composición puede ser ácida o intermedia. Además aparecen rocas brechoides, cineritas y variados términos tobáceos entre los que se han reconocido tobas soldadas.

Las rocas ácidas tienen en general colores rosados y asalmonados oscuros, y, con mucha frecuencia, muestran un bandeo milimétrico de lechos rosados y blanquecinos con ondulaciones y repliegues indicativos de su origen fluidal (fig. 2a). Las rocas osuras, sin embargo, suelen tener un aspecto más masivo y un grano muy fino, en donde destacan pequeños fenocristales ocasionales. Estas rocas tienen una gran dureza, fractura concoide y, a menudo, originan resaltes topográficos

Al microscopio se trata de pórfidos riolíticos y riolitas fluidales con texturas profídicas bandeadas. Los minerales principales son porfido-cristales de cuarzo, idioblástico y con efectos de reabsorción; plagioclasas idiomorfas, con frecuencia alteradas; y feldespato potásico, por lo común, irregular y fracturado. La matriz es microcristalina o criptocristalina y su composición es cuarzofeldespática, a menudo rica en sericita, en la que pueden existir texturas esferulíticas, micrográficas, etc. Como accesorios más frecuentes aparecen clorita, biotita, opacos, esfena, circón y turmalina. El bandeo queda materializado por una alternancia de niveles ricos en cuarzo microcristalino y otros cuarzofeldespáticos, también de grano fino, ricos en productos micáceos.

También se han encontrado rocas brechoides con cantos angulosos y heterométricos, de color rosado (fig. 2b) cementados por una matriz de grano fino y color negro, en que la morfología de los cantos evidencia una brechificación in situ. Al microscopio se observa que

los cantos corresponden a un entramado granoblástico de cuarzo, mientras que el cemento está constituido por un agregado de pequeños cristales aciculares de turmalina. Como masas irregulares, o en el borde de los cantos cuarcíticos aparecen acúmulos desorientados de cristales de moscovita impregnados de óxidos. Estas particularidades y el hecho de que entre los granos de cuarzo se reconozcan algunos de formas muy idiomorfas, que parecen ser heredados, lleva a interpretar estas rocas como vidrios riolíticos fracturados por la acción de una fase pneumatolítica a alta presión, particularmente enriquecida en Boro (EGUILUZ et al 1985).

Las rocas intermedias son minoritarias, muestran colores grisáceos o verdosos y, en general, son marcadamente porfídicas. De visu se distinguen multitud de cristales de plagioclasa mili o centimétricos, de color blanco, en una matriz gris ceniza de grano fino.

Al microscopio muestran texturas porfídicas, a veces fluidales. Están constituidas por fenocristales de plagioclasa y, en menor proporción, feldespato potásico, masas cloríticas y cuarzo, engastados en una matriz microcristalina compuesta por cuarzo, plagioclasa y clorita. Corresponden mayoritariamente a términos dacíticos.

Al oeste del cortijo de Las Merinillas de Cervera y en relación con la masa diorítica allí aflorante, aunque, dada la pésima calidad de afloramientos y abundante cubierta edáfica no se han podido observar las relaciones, aparecen materiales volcánicos de grano fino y color verdoso con un bandeado irregular y que, ocasionalmente, pueden producir resaltes. Lo más razonable es pensar que se trata de rocas efusivas, cuya zona de procedencia está representada por las rocas dioríticas.

Al microscopio se trata de traquiandesitas mesocráticas, que muestran textura microlítica fluidal o intersertal orientada, encontrándose asimismo texturas fibroradiales. Están constituidas por plagioclasa y clorita (anfíbol en las muestras de carácter subvolcánico más marcado) como minerales principales y opacos, esfena, calcita, biotita, cuarzo y moscovita como accesorios. Estas rocas, que deben ser en muchos casos efusivas, podrían, en otros, corresponder a rocas subvolcánicas, si bien muy superficiales.

De los términos tobáceos caben destacar las tobas soldadas. En afloramiento son rocas rojizas o grisáceas, en las que se reconocen fragmentos alargados de distintos materiales volcánicos.

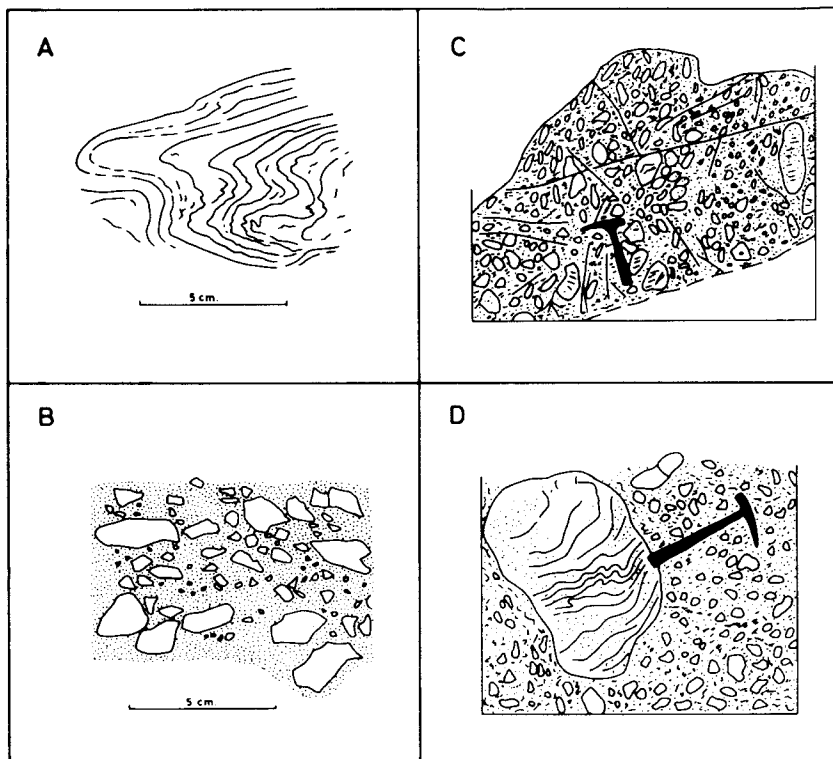


Fig. 2: Texturas y estructuras de las rocas de la sucesión volcánica del Carbonífero inferior.

- a) Estructuras fluidales de lavas riolíticas.
- b) Brecha explosiva con cantos cuarcíticos rosados cementados por una masa negra de turmalina microcristalina.
- c) Aspecto de las brechas y conglomerados. El alargamiento de los cantos marca groseramente la estratificación.
- d) Ejemplo de canto de riolita fluidal. Puede comprobarse el considerable tamaño, la heterometría y redondeamiento.

Al microscopio muestran textura fluidal soldada, definida por un conjunto, de fragmentos de vidrios volcánicos y de otras rocas efusivas desvitrificadas, cristales idioblásticos o angulosos de feldespato potásico, y en menor proporción de cuarzo y plagioclasa, cuya compactación origina una laminación aparentemente discontinua e irregular. Dado que el tamaño de los cantos puede alcanzar varias decenas de mm podría denominarse «lapilliston» (FISHER 1961).

Las rocas epiclásticas se disponen alrededor de los cuerpos efusivos más importantes y aumentan su proporción hacia el SE como ya se indicó. En algunos puntos, como en los alrededores del cerro de los Castillejos, quedan pellizcados entre materiales del Cámbrico Inferior o del Precámbrico, de los que pueden ser muy difíciles de diferenciar, dado el carácter detrítico (grauvacas y arcosas), el componente volcánico que puede existir en ambos y la consiguiente convergencia de facies, en ocasiones muy notable. Se trata de rocas de color negruzco o blanquecino, aspecto detrítico y grano fino o medio. Apenas se encuentran afloramientos que permitan observaciones adecuadas, pero en los pocos que se han encontrado se comprueba que tienen estructuras sedimentarias variadas (gradaciones, laminaciones paralelas y cruzadas, bases erosivas, etc.). Corresponden en general a tobas retrabajadas o con mayor frecuencia a arenas feldespáticas, arcosas líticas y grauvacas epiclásticas.

Al microscopio están constituidas por clastos de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (a menudo ennegrecida por las inclusiones de opacos) y fragmentos de rocas volcánicas diversas (principalmente de composición ácida) rodeadas por una matriz cuarzo-feldespática microcristalina y rica en minerales de arcilla. Como accesorios se encuentran biotita, opacos, circón, esfena, turmalina, etc. Los cantos muestran evidencias de un origen volcánico. La proporción de matriz es variable según los tipos de roca. Las evidencias de deformación son muy escasas. Sólo se puede mencionar la presencia de algunas fracturas irregulares rellenas de óxidos, sericita, etc.

Las brechas y conglomerados son rocas constituidas por cantos redondeados muy heterométricos (1-100 cm) inmersos en una matriz muy abundante en la que generalmente están suspendidos los fragmentos (fig. 2 c y d). Los cantos corresponden a distintos tipos de rocas volcánicas de colores claros entre los que se han reconocido riolitas fluidales, pórfidos riolíticos, tobas, epiclastitas, etc. Los únicos cantos no volcánicos reconocidos son de cuarzo hidrotermal y de materiales arcósicos parecidos a las arcosas de la Formación Torreárbo-

les, aunque no puede descartarse que sean de alguno de los tipos de epiclastitas asociadas a este vulcanismo. La matriz, también de origen volcánico, es de grano fino, color gris rojizo y está compuesta por fragmentos milimétricos de naturaleza volcánica semejante a la de los cantos y con abundante material microcristalino y sericítico. Algunos de estos conglomerados se encuentran intercalados entre tobas de aspecto muy similar, en las que además de cantos de rocas volcánicas aparecen cristales de cuarzo volcánico, plagioclasa, etc.

Las pizarras se presentan como cuerpos de pequeñas dimensiones (algunos metros de espesor) que se encuentran intercalados entre las rocas epiclásticas en el sector de Valverde de Leganés. Son rocas de grano fino, color verdoso y aspecto astilloso, que se encuentran en muchas ocasiones atravesadas por pequeñas venas de rocas ígneas, y bastante tectonizadas. Los intentos de encontrar fauna han sido infructuosos, no obstante muestran facies semejantes a las pizarras carboníferas de cuencas cercanas.

Al microscopio muestran una textura esquistosa constituida por una masa de grano muy fino rica en minerales micáceos (mica incolora y clorita) y cuarzo dispuestos de forma subparalela. Como accesorios se encuentran opacos, feldespatos potásico, plagioclasa, esfena, circón, etc. Cabe señalar la existencia de débiles efectos térmicos, que dan lugar al desarrollo de diferenciados granoblásticos de cuarzo y biotita.

Se ha realizado durante el presente proyecto un estudio químico de los distintos productos volcánicos aquí considerados, así como de algunas rocas ígneas contemporáneas (ver informe químico en documentación complementaria). Las rocas volcánicas se caracterizan por un alto contenido en K_2O , y muestran un carácter claramente alcalino, aunque existen algunas muestras LE-4 y LE-5 que se sitúan en el campo de los basaltos alcalinos de KUNO (1968). Estos datos contrastan con los obtenidos para materiales de edad Carbonífero Inferior en otras zonas de Ossa-Morena (Cuenca del Guadiato y Benajarafe) donde se observa un carácter calcoalcalino para este tipo de rocas.

1.4. MATERIALES NEOGENO-CUATERNARIOS

Los depósitos atribuibles a esta edad constituyen los materiales de relleno de la Cuenca de Guadiana. Son un conjunto de sedimentos

detríticos del carácter continental, que apoyan discordantemente sobre el sustrato ígneo y metamórfico de edad precámbrico-paleozoica.

A escala regional, se han diferenciado en la mitad meridional de esta cuenca las unidades estratigráficas que figuran en el siguiente cuadro de síntesis.

En la Hoja de Olivenza están representadas la Unidad Superior miocena (excepto el Tramo Basal y la Facies Almendralejo), el sistema completo de terrazas del Gudian y los materiales cuaternarios recientes.

1.4.1. Mioceno

Los materiales atribuidos a esta edad constituyen la mayor parte del volumen de sedimentos neógeno-cuaternarios de la Hoja y afloran extensamente en la mitad occidental de la misma, y en un sector de la oriental.

Se trata de sedimentos detríticos continentales pertenecientes a la que se ha llamado Unidad Superior Terciaria. De las unidades diferenciadas dentro de ella (fig. 3) están representadas en la Hoja, la Facies Badajoz y los carbonatos lacustres.

EDAD		UNIDADES		LIMITES	PALEOAMBIENTE		
CUATERNARIO	HOLOCENO	ALUVIALES	COLUVIALES Y ELUVIALES	CAMBIO LATERAL DE FACIES	SISTEMA FLUVIAL ACTUAL	DEPOSITOS DE VERTIENTE Y PROCESOS EDAFICOS ACTUALES	
		TERRAZAS	T ₃	~	DISCORDANCIA	SISTEMA FLUVIAL CONTRASTES CLIMATOLOGICOS	
	T ₂		~	DISCORDANCIA			
	T ₁		~	DISCORDANCIA			
	PLEISTOCENO	RAÑAS		~	DISCORDANCIA	MANTOS DE ARROYADA CLIMA HUMEDO	
		PLIOCENO	CARBONATOS LACUSTRES		GRADUAL CARBONATACION PROGRESIVA	LAGOS Y CHARCAS TEMPORALES. CLIMA CALIDO ESTACION SECA MARCADA	
TERCIARIO	MIOCENO	UNIDAD SUPERIOR	FACIES ALMENDRALEJO	FACIES BADAJOZ	CAMBIO LATERAL DE FACIES	ABANICOS ALUVIALES CON CAUCES DE MORFOLOGIA TRENZADA CLIMA ARIDO.	ALUVIAL. CANALES TRENZADOS CON EXTENSAS LLANURAS DE INUNDACION. CLIMA ARIDO.
			TRAMO BASAL		EDAFIZACION	MANTOS DE ARROYADA	
		UNIDAD INFERIOR	FACIES LOBON	~	DISCORDANCIA	FLUVIO-LACUSTRE CLIMA CALIDO-HUMEDO.	

Fig. 3. Cuadro de síntesis de las principales unidades del Terciario y Cuaternario en el sector meridional de la Cuenca del Gudian.

1.4.1a) Facies Badajoz (25)

Se trata de una Unidad estratigráfica de morfología tabular, de aproximadamente 100 m de potencia máxima, y cuyo muro está constituido por una discordancia angular y erosiva que la sitúa directamente sobre los materiales del zócalo precámbrico-paleozoico.

En conjunto presenta unos niveles basales de 2 a 8 m de potencia que pueden ser microconglomeráticos o de arcillas con cantos angulosos. Sobre ellos se sitúa el resto de la serie, constituido por una alternancia de niveles de arenas finas, limos y arcillas.

Los afloramientos de los niveles basales se sitúan en la margen Sur del Arroyo de Hinojales y a lo largo de la carretera de Olivenza a Villarreal. Están constituidos, en unos casos, por conglomerados y microconglomerados inmaduros de cantos de cuarcita subangulosos y de fragmentos de roca (pizarras y areniscas); rodeados de una matriz arcillosa, que ha sido parcial o totalmente transformada en carbonatos y arcillas de neoformación por procesos edáficos. Existen películas de revestimiento de los cantos por estas arcillas de neoformación, que presentan separaciones plásmicas y esquelsépicas. En algunas muestras se observan pedocanales alargados revestidos por arcillas rojas de iluviación, lo que representa, al menos dos etapas edáficas separadas.

En otros puntos estos niveles basales están constituidos por un paquete de arcillas de tonos verdes y rojizos en las que «flotan» cantos dispersos de cuarzo de tamaño arena gruesa-grava. La relación minerales de arcilla/cuarzo-feldespatos-carbonatos, obtenida por difracción de Rayos X es aproximadamente 1/1.

Sobre estos niveles basales se deposita una alternancia de niveles de arenas finas, limos y arcillas de color pardo-amarillento, rojizo, y potencias de orden métrico, que constituyen todos los afloramientos situados al NE del Arroyo de Hinojales, y la mayor parte del afloramiento del Oeste de Olivenza.

Presentan estructuras internas de laminaciones paralelas, y huellas de bioturbación por raíces. Estas últimas son muy abundantes en algunos niveles arcillosos, y están generalmente rellenas por carbonatos.

Son abundantes los niveles de canales de anchura variable entre unos cuantos metros y varias decenas de ellos. En el caso de los ca-

nales de grandes dimensiones, el relleno está compuesto por detríticos finos (arena y grava) con estructuras de laminaciones paralelas. En los canales de menor envergadura existen niveles de cantos de cuarcita de hasta 8-10 cm en el relleno de fondo (lag), con granoclasificación decreciente hacia el techo, que suele estar relleno de arcillas o arenas finas. En los lechos conglomeráticos existen trozos rotos de rizocreaciones carbonatadas. Dentro de estos canales se han observado estructuras de estratificación cruzada en surco de mediana y gran escala, estratificaciones y laminaciones cruzadas debida a corrientes y estructuras de migración de canales (fig. 4).

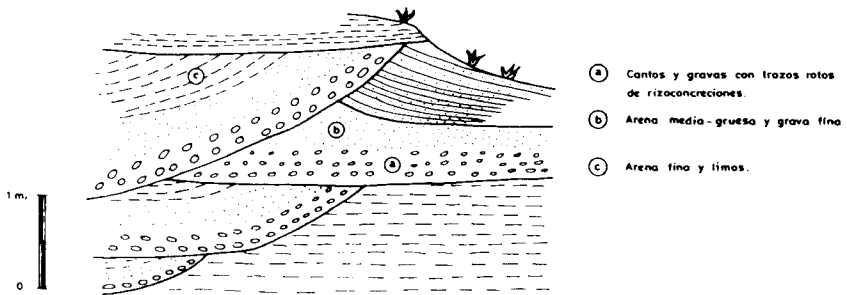


Fig. 4. Corte de un desmonte en el Cortijo de Pineda (norte Ctra. Badajoz - La Albuera). Zona de canales de pequeña envergadura con estructuras de: estratificación cruzada en surco de gran escala, estratificación cruzada de corrientes y migración lateral de canales.

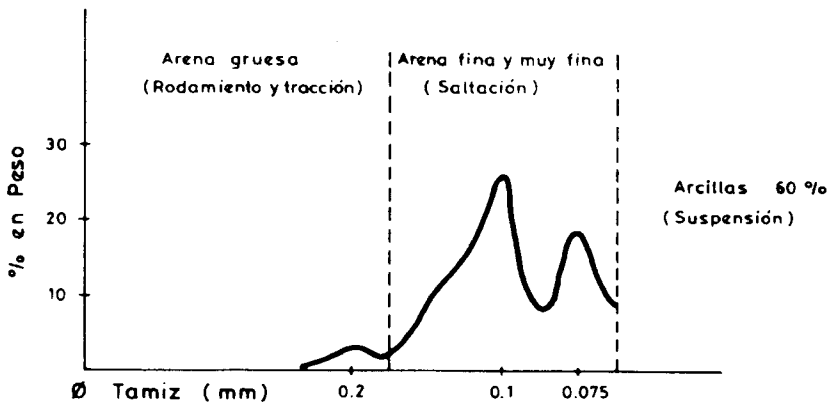


Fig. 5. Curva tipo de frecuencia granulométrica del relleno de canales de gran envergadura.

En los canales de mayor escala los materiales de relleno presentan curvas granulométricas que evidencian un buen calibrado (fig. 5). Se distinguen tres poblaciones de granos que viajan como carga de fondo (tracción y rodamiento) 1-2 %, en saltación (separadas dos poblaciones) (38 %) y en suspensión (80 %). Caracterizan un agente de transporte con gran poder de selección, capaz de organizar el sedimento en tres poblaciones. Son cursos de agua constantes, manifestando una cierta lejanía al área madre, con canalizaciones muy bien desarrolladas: se trata de ríos arenosos de carácter distal.

Las direcciones de paleocorrientes deducidas de las estructuras de los canales son predominantemente E-W, con sentido W.

Los materiales más finos de esta unidad (arcillas y limos) corresponden a sedimentos de llanura de inundación y presentan huellas de raíces.

Se han realizado estudios de lámina delgada a algunos niveles incipiente o medianamente cementados por carbonatos, que han puesto de manifiesto la existencia de paleosuelos a distintas alturas de la columna litológica. En ellos se produce un proceso edáfico de transformación de la matriz arcillosa en carbonatos, que es el causante de la cementación. Aparte de estas carbonataciones (con buen desarrollo, sobre todo, en los niveles de paleocanales), se observan evidencias de exposición subaérea con desarrollo de actividad edáfica, como son la presencia de grietas de tensión, bioturbaciones en forma de pedotúbulos tapizados por cutanes de arcilla, moteado hidromórfico y concentraciones de óxidos de hierro relacionadas con él.

Se interpreta el conjunto de materiales como pertenecientes a un sistema fluvial con canales de morfología trenzada (braided) con amplio desarrollo de llanuras de inundación. El drenaje de este sistema fluvial se realizaría prioritariamente en la dirección Este-Oeste, con sentido hacia el Oeste; y con pequeños aportes de dirección N-S, procedentes del borde Sur de la Cuenca.

Los niveles basales de conglomerados y de arcillas con cantos constituyen las primeras manifestaciones sedimentarias de la cuenca y representan respectivamente a sedimentos canalizados inmaduros de carácter muy proximal y a depósitos de flujo de barro (mud flow). Estos materiales remobilizan un perfil de alteración previo desarrollado sobre las rocas del zócalo y que en algunos puntos ha quedado fosilizado por ellas (corte de la carretera de Badajoz a Olivenza al sur

del Arroyo de Hinojales). Se trata en ambos casos de depósitos con transporte muy corto, desarrollados durante las primeras manifestaciones de inestabilidad tectónica, que marcan el comienzo de la implantación de una cuenca fluvial subsidente. En ella se desarrolla la sedimentación de los materiales de la Facies Badajoz. A escala regional estos niveles basales se correlacionarían con el «Tramo basal» (fig. 3), constituido por depósitos de tipo «debris flow» y «mud flow» que removilizan también perfiles de alteración del zócalo, y que han sido definidos en las zonas proximales de esta unidad fluvial (Facies Almendralejo), dentro de la Hoja 803 del M.T.N. (Almendralejo).

Dentro del esquema general de sedimentación en la mitad Sur de la Cuenca del Guadiana (cuadro de síntesis) los materiales de la Facies Badajoz constituyen los sedimentos más distales de un sistema fluvial que se desarrolla hacia el Este. Unos 6-8 km al Este del borde oriental de la Hoja, en la vecina Hoja de la Albuera, se produce un cambio de facies de estos materiales a otros más proximales pertenecientes a un sistema de abanicos aluviales con canales de morfología trenzada (braided), que se ha denominado Facies Almendralejo. Este sistema fluvial tiene su margen proximal original a unos 50 km del borde oriental de la Hoja que nos ocupa, dentro de la Hoja de Almendralejo (núm. 803 del M.T.N.).

El borde occidental (distal) de la citada cuenca se sitúa dentro de esta Hoja y a lo largo del Arroyo de Hinojales. El cauce de este arroyo discurre a lo largo de una fractura de zócalo de directriz hercínica (N140-150°E), que ha rejugado como falla normal con posterioridad a la colmatación de la cuenca fluvial, hundiéndose el labio NE. En él han quedado los sedimentos del sistema a resguardo de la erosión. Al Sur de dicha falla y debido a la actuación de ella y de otras paralelas per-

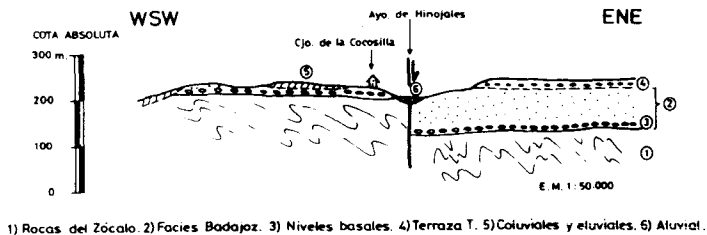


Fig. 6. Corte esquemático a través del cortijo de la Cocosilla mostrando el movimiento de la falla del Ayo. Hinojales.

tenecientes a su mismo sistema se ha producido un levantamiento y posterior arrasado por la erosión de los sedimentos del sistema fluvial terciario. Los únicos vestigios de la continuidad de la cuenca hacia el Oeste, hacia donde se produciría su enlace con una cuenca abierta, los constituyen los afloramientos de conglomerados basales de la margen meridional del arroyo de Hinojales y el afloramiento de terciario situado al Oeste de la población de Olivenza.

En cuanto a la edad de estos materiales, no se ha podido establecer con precisión dada la ausencia de restos fósiles en ellos. Por consideraciones regionales a escala de la cuenca les atribuimos una edad Mioceno. Por una parte, en sus áreas proximales (Facies Almendralejo), la unidad descansa sobre unas arcillas fluvio-lacustres (unidad Inferior Facies Lobón, fig. 3), en las que se ha reconocido una fauna de ostrácodos y caráceas que representan formas evolucionadas terciarias. Por otra, también en estas áreas proximales se depositan discordantes sobre la unidad materiales de tipo «raña», atribuidas en toda la península al Plio-cuaternario.

1.4.1.b) Carbonatos lacustres (26)

A techo de los materiales anteriores, concordantes sobre ellos, y representando el nivel de colmatación de la cuenca, se produce el depósito de una delgada capa de carbonatos (2-3 m de potencia máxima) de origen lacustre. Esta unidad está muy poco representada en la Hoja (sólo dos pequeños afloramientos en su borde oriental). Adquiere extensión hacia el Este, donde se desarrolla sobre los materiales fluviales más proximales (Facies Almendralejo), dentro de las Hojas 802 y 803 del M.T.N. (La Albuera y Almendralejo).

Se trata de una unidad carbonatada en la que se han distinguido tres niveles a escala regional (fig. 7).

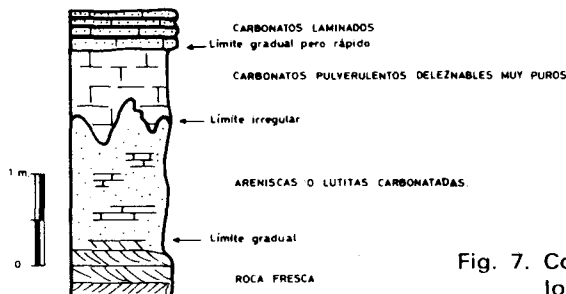


Fig. 7. Corte de tipo de los carbonatos lacustres.

De ellos sólo se ha podido reconocer y muestrear para su estudio dentro de la Hoja de Olivenza el nivel superior de costra laminada.

Está constituida por una alternancia rítmica de niveles intramicríticos y laminados de potencias comprendidas entre 0,5 y 2 cm.

Los niveles intramicríticos están constituidos en unos casos por intraclastos micríticos y cristales lenticulares y rómbicos (0,06-0,2 mm), relacionados con sustitución de yeso por calcita. Se encuentran aislados o agrupados en intraclastos (0,4-0,6 mm) y sus contornos romos indican retrabajamiento.

En otros casos se trata de intraclastos de contornos circulares y ooides (oomicritas) de 0,05 a 0,5 mm de diámetro, con una envuelta fina e isopaca, que, a veces, se diferencia en una alternancia de láminas claras y oscuras. Se reconocen secciones de caráceas (girogonitos y talos), y prismas dispersos de calcita (40×20 micras), con una traza oscura a lo largo, semejantes a prismas de microcodium.

Los niveles laminados presentan una alternancia de láminas claras (0,5-0,6 mm) y oscuras (0,05-0,150 mm) de naturaleza micrítica que muestran un pronunciado ondulamiento. Se diferencian por el espesor, el mayor contenido de restos orgánicos de las segundas, y por la inclusión dentro de las primeras de ooides e intraclastos de 0,1-0,3 milímetros.

Presentan secciones de caráceas y huellas de bioturbación consistentes en secciones circulares, ovoidales y enterolíticas cuya anchura oscila entre 0,25 y 0,8 mm; y los otros más pequeños circulares y ovoidales dispuestos en racimos con diámetro de 0,05 mm. Las de mayor tamaño se encuentran a veces rellenas por peloides (0,05-0,07 mm).

Se trata de un material de origen lacustre en el que la alternancia de niveles, en unión a sus características sedimentológicas surgen alternancias periódicas en la sedimentación:

- La sedimentación de los niveles intraclásticos responde a etapas de erosión del fondo lacustre, probablemente cuarteado por emersiones temporales, y el subsiguiente retrabajamiento de los fragmentos.

El transporte más o menos largo está indicado por el redondeamiento de los intraclastos y la formación de envueltas isopacas (ooïdes) en torno a núcleos (terrígenos o de calcita), producidos por el rodamiento sobre un fondo fangoso.

La presencia de pseudomorfos de calcita por yeso en forma detrítica indica erosión de depósitos yesíferos de zonas más someras. Por su parte la presencia de prismas de microcodium hay que relacionarla con la erosión de paleosuelos, donde el microcodium se origina por calcificación de «Mycorrhizae» (KLAPPA, 1978).

- El depósito de los niveles laminados se efectúa en momentos de menos energía del medio y bajo lámina de agua constante. La laminación responde a una estructura organosedimentaria estromatolítica. La textura densa y el mayor contenido en vestigios algales y en materia orgánica de las láminas oscuras sugieren un desarrollo laminar cíclico en el que éstas representan etapas con un marcado florecimiento biológico. Las láminas claras, con mayor presencia de partículas (peloides, ooïdes, prismas de microcodium...) representan situaciones más adversas al desarrollo floral.

La bioturbación en secciones circulares, ovoidales y enterolíticas presenta formas, dimensiones y estructuras semejantes a las producidas por los huevos y las larvas de insectos con período de vida de desarrollo acuático, pertenecientes a la familia Chiromidae. La forma enterolítica de las secciones alargadas y su relleno, en ocasiones, por partículas peletoidales, reproducen en buena medida, la morfología y los desechos de la actividad metabólica del organismo.

En conjunto cabe señalar un medio lacustre no profundo en el que se suceden situaciones y etapas de mayor energía, con otras de menor afluencia de aportes al lago.

En cuanto a la edad de estos materiales, no se ha podido precisar en base a los organismos fósiles que aparecen en ellos. Teniendo en cuenta la atribución miocena de la unidad fluvial infrayacente, y el hecho de que a escala regional de la cuenca se sitúan por debajo de las «rañas pliocuaternarias», parece lo más indicado atribuirles una edad miocena terminal. Esta atribución de edad permite tal vez, la correlación de estos niveles con los materiales carbonatados de edad Pontense que culminan la sedimentación miocena en el resto de las grandes cuencas terciarias de la península.

1.4.2. Cuaternario (27, 32)

El ciclo de esta edad tiene carácter esencialmente erosivo y la sedimentación que se desarrolla durante él es de tipo aluvial y coluvial.

Se han distinguido dos tipos de sedimentos, que son de más antiguo a más moderno: el Sistema de Terrazas del Río Guadiana y los aluviones y coluviones de la red de drenaje actual.

1.4.2.1. Sistema de terrazas del Río Guadiana

Consta de tres niveles de terrazas (situadas en la margen Sur del cauce actual del río), que de más antigua a más moderna se han denominado: Terraza Primera (T - 1 + 45-60 m), Terraza Segunda (T - 2 + 15 - 20 m) y Terraza Tercera (T - 1 + 3 m).

Terraza Primera. T - 1 + 45 - 60 m (27).

Es la que presenta mayor extensión superficial y potencia de todo el sistema. Su morfología es la de un cordón subparalelo al cauce actual del río, de 35 por 3 a 5 kms de extensión. Se sitúa a una distancia variable entre 1 y 6-7 kms del cauce. Su muro es una discordancia erosiva que presenta una ligera inclinación hacia el Oeste (0,60 % desde cota 220 en el extremo oriental de la Hoja, hasta 200 en el occidental). Tienen una potencia máxima aproximada de 30 m.

Está bastante afectado por la erosión provocada por el encajamiento del Río Guadiana y su sistema de afluentes, y en la actualidad sus afloramientos constituyen una serie de retazos aislados, alineados según la dirección ENE-OSO. Estos afloramientos configuran una penillanura (superficie geomorfológica del techo de la terraza) adosada en su borde Sur a los relieves suaves terciarios de los materiales fluviales a los que se superpone, y con escarpes geomorfológicos producidos por la erosión en el resto de sus bordes.

Está formada por cantos de cuarcita redondeados de diámetro comprendido entre 2 y 25 cms, con matriz areno-arcillosa. Presenta estructuras internas de estratificaciones y laminaciones cruzadas, intercalaciones de bancos de arena y gravas de 0,5 a 2 m de potencia, e hiladas de cantos.

Terraza Segunda. T - 2 + 15 - 20 m (28).

Tiene la misma litología que la anterior y, a escala regional presenta la misma extensión longitudinal que ésta. Dentro de la Hoja sólo presenta una longitud de afloramiento de unos 15 kms. La anchura de estos depósitos es de 1 a 2 kms y morfológicamente constituyen también una penillanura adosada en su borde Sur a los relieves terciarios y con escarpes en el resto de sus bordes.

Presenta las mismas estructuras internas que la terraza primera y tiene una potencia de unos diez metros.

Terraza Tercera. T - 3 + 3 m (30).

Es la terraza actual del río y queda cubierta por las aguas durante las épocas de crecida. Se sitúa siempre en las inmediaciones del río y, en el área que nos ocupa, sólo está desarrollada en las zonas internas de meandros.

Litológicamente está constituida por arenas finas y medias con buen grado de clasificación y con estructura masiva. Localmente se observan intercalaciones de hiladas de cantos. Tiene una potencia de 2 a 3 m.

1.4.2.2. Coluviales y aluviales de la red de drenaje actual (29)

Son materiales sedimentarios de edad reciente-actual.

En el caso de los coluviones se trata de una delgada capa de sedimento formada por cantos sueltos o con matriz areno arcillosa oscura y/o suelos de alteración. La naturaleza de los cantos varía según el área fuente de la que provienen. Cuando éstas son las rocas del zócalo, el coluvión está formado principalmente por cantos de cuarcita negra angulosos, y algunos de otras rocas como pizarras o calizas. Cuando el área fuente son granitos se produce un suelo de arenas de meteorización. Sobre los materiales terciarios se producen suelos arcillosos con cantos sueltos de los niveles compactados por carbonatos. Por último, cuando los coluviones proceden de la degradación de terrazas, están formados por una matriz arcillo-arenosa, con cantos redondeados de cuarcita heredados de las terrazas.

Los aluviales actuales están formados por sedimentos finos (arenas y arcillas) que rellenan los cauces de la red fluvial. Presentan a veces intercalaciones de niveles de gravas y cantos.

El contacto entre los dos materiales es una indentación o cambio lateral de facies. La diferencia entre ellos se establece en base a fotografía aérea, y por criterios geomorfológicos. Los coluviones son depósitos de pendiente y mantienen siempre una cierta inclinación, mientras que los aluviones son depósitos de relleno de cauces y se depositan de forma horizontal.

2. TECTONICA

Se trata de forma independiente la deformación que han sufrido las rocas de los dos Dominios reconocidos, a fin de exponer con claridad la problemática existente y discutir las posibles correlaciones entre ellas.

Los materiales del zócalo, excepción hecha de los cuerpos ígneos postectónicos, están afectados por diversas fases de deformación que muestran características particulares en los diferentes Dominios.

2.1. DOMINIO ZAFRA-MONESTERIO

Dadas las malas condiciones de afloramiento, no ha sido posible determinar con certeza las distintas fases de deformación que afectan a los materiales de este Dominio. Las rocas del Precámbrico muestran una esquistosidad penetrativa, probablemente de plano axial aunque apenas aparecen algunos pliegues sin esquistosos de escala decimétrica. Estos pliegues son muy apretados, de tendencia isoclinal, dirección NW-SE y vergencia al SW. Al microscopio se comprueba que existen al menos dos fases de deformación y en algún caso, parecen reconocerse tres. La primera da lugar a una esquistosidad de tipo slate cleavage o rouge cleavage según se trate de rocas pelíticas o grauváquicas, y lleva asociada la cristalización de filosilicatos (biotita y clorita). La segunda fase origina pliegues más abiertos, de tendencia angular o cilíndrica y está acompañada por una crenulación que da lugar al alabeamiento y microplegamiento de la primera y va acompañada de superficies de discontinuidad espaciadas y poco penetrativas. La tercera, aunque poco manifiesta, es igualmente de crenulación, deforma a los dos precedentes y su desarrollo no es homogéneo.

Estas deformaciones tanto por su geometría y microestructuras como por su edad, fases y fenómenos asociados, serían equivalentes a las que muestran materiales similares más al Sur en la región de Monesterio en la zona central del antiforame de Olivenza-Monesterio (EGUILUZ et al 1984, EGUILUZ y R. LLUCH, 1984).

Los materiales Cámbricos de este sector, que como se ha mencionado se disponen discordantes sobre el Precámbrico, muestran una estructura sinclinal, prolongación del sinclinal de Alconera, y solo se han encontrado evidencias de una única fase de deformación, que origina pliegues de dirección N 120° E de geometría cilíndrica y vergentes al Sur pudiendo observarse algunos pliegues menores, de escala métrica, en las proximidades de la presa del embalse de Piedra Aguda.

El Carbonífero, por su parte, se encuentra discordante sobre el Paleozóico inferior y sobre el Precámbrico, y no muestra superficies penetrativas ni pliegues mesoscópicos. De cualquier modo, en el sector de Valverde de Leganés, muestra una estructura sinclinal de geometría cilíndrica, cuyo flanco sur llega a invertirse ligeramente y se comprueba que regionalmente es oblicuo a las estructuras Cámbricas. Pese a que su carácter intrusivo dificulta el análisis de sus relaciones con los materiales aledaños parece que su estructuración está relacionada con los accidentes que limitan la cuenca, originados durante las importantes etapas tardías de fracturación que caracterizan la geometría de la zona de Ossa-Morena.

2.2. DOMINIO ARROYOMOLINOS

Este Dominio, ocupado por materiales Paleozoicos, muestra una deformación muy homogénea en todos sus materiales y presenta núcleos metamórficos originados por domos térmicos postcinemáticos, causantes de la aparición de rocas metamórficas de grado medio. Se reconocen dos fases principales de deformación.

La primera da lugar al desarrollo de grandes pliegues tumbados de vergencia SW y lleva asociada una esquistosidad penetrativa de plano axial que forma un ángulo bajo con la estratificación, de manera que S_0 y S_1 solo pueden diferenciarse con claridad en las zonas de charnela. Es la fase causante de la inversión de los materiales existente en todo el área reconocida, en el límite meridional de la antiforma Olivenza-Monesterio, desde Vila Boim (Portugal) hasta Arroyomolinos.

Solo se encuentran algunos pliegues de escala decimétrica, que muestran una geometría isoclinal, con un cierto engrosamiento de charnelas. Los pliegues mayores, como se deduce del desarrollo de flancos inversos, tienen escala kilométrica. Esta deformación es similar a la descrita en esta misma unidad en zonas más meridionales como Fregenal, Cumbres, etc. (VAUCHEZ, 1975; APALATEGUI, O., 1979).

Al microscopio da lugar a una esquistosidad penetrativa del tipo slate cleavage en materiales pelíticos y *roug slate cleavage* en materiales psamíticos, con neoformación de filosilicatos especialmente clorita y moscovita y más localmente biotita.

La segunda fase de deformación es una etapa de cabalgamientos o mantos, reconocida a escala regional, y que es la responsable de un cierto acercamiento y/o apilamiento de los materiales.

La única estructura de esta fase reconocida en la Hoja, es el accidente que sirve de límite entre los dominios de Zafrá-Monesterio y Arroyomolinos, este accidente, está plegado, y se dispone subparalelo a las direcciones regionales, salvo en las zonas de los Cortijos de Malpica, donde describe un pliegue sinclinal, que se observa también en los materiales cabalgantes.

En relación con este accidente se reconocen materiales milonitizados, que han sufrido recristalización tardía, y con una fábrica plano-linear bastante desarrollada.

La segunda fase de plegamiento, responsable de las estructuras cartográficas más importantes, origina pliegues de geometría cilíndrica, ejes horizontales y plano axial vertical o ligeramente vergentes al SW. Su dirección varía como consecuencia de las deformaciones tardías pero es próxima a NW-SE.

Asociada a esta fase aparece una foliación tectónica poco penetrativa, cuya geometría varía según las zonas. En las zonas de charnela desarrolla un suave microplegado acompañado de superficies de discontinuidad de separación centimétrica. En todos los casos de dirección y buzamiento de estas superficies son muy constantes y oscilan entre 70 y 90°. Por otra parte, pueden originar el desarrollo de una lineación de crenulación sobre las superficies de esquistosidad previas.

En la continuación de la zona que nos ocupa, y dentro ya de Portugal, se han observado figuras de interferencia del tipo 3 de RAMSAY.

2.3. TECTONICA DE FRACTURA

Con posterioridad a las principales fases de deformación se desarrolla a nivel regional una importante tectónica de fractura. Dentro del área estudiada no es demasiado importante y los accidentes más significativos son las fracturas que limitan la cuenca carbonífera, o el accidente importante que se sitúa en coincidencia con el arroyo de Hinojales y condiciona los afloramientos de granito biotítico, que se encuentra en algunos puntos fuertemente tectonizado. Este accidente, junto a otros de la misma directriz (N 120-140° E) situados en el SW de él, han rejugado de forma tardía (con posterioridad a la colmatación de la cuenca fluvial Miocena) como fallas normales. En particular la falla del arroyo de Hinojales ha hundido su labio Norte, donde han quedado preservados de la erosión los materiales terciarios. En el labio Sur (levantado) sólo quedan como testigos de la unidad terciaria unos retazos aislados de sus niveles basales, situados discordantemente sobre afloramientos de rocas del zócalo. El afloramiento terciario del Oeste de la población de Olivenza corresponde probablemente a una cubeta tectónica flanqueada por fallas normales del mismo tipo y edad que la del arroyo de Hinojales.

3. **PETROLOGIA**

Aparte de las numerosas rocas volcánicas ya descritas en el Cámbrico Medio y en el Carbonífero, en la Hoja de Olivenza existen varios cuerpos ígneos intrusivos localizados todos en el dominio septentrional.

Existen, asimismo, numerosas rocas metamórficas entre las que se encuentran, además de las rocas originadas por el metamorfismo de contacto de las rocas ígneas, un núcleo metamórfico en el dominio meridional, en el que se han alcanzado condiciones de metamorfismo de grado medio.

3.1. **ROCAS IGNEAS INTRUSIVAS**

Prácticamente todos los afloramientos corresponden a rocas básicas y granitos de tendencia alcalina espacial y temporalmente asociadas al vulcanismo carbonífero.

3.1.1. **Gabros** (5)

Se encuentran diversas masas de las que las más importantes son las del embalse de Piedra Aguda, Cerro Catrapo-Cortijo de San Andrés, San Francisco de Olivenza, y que parecen constituir diversos asomos de un mismo cuerpo; además se encuentran algunos pequeños asomos (decenas o centenas de m²) aislados, que en muchos casos muestran indicios de una contaminación importante, y que pueden incluir metagabros, microgabros porfídicos, microgabros anfibólicos, etcétera.

En general, los afloramientos son de pésima calidad y sólo se puede reconocer un suelo de alteración característico, que contiene multitud de cantos de estas rocas. Sin embargo, en la masa del embalse de Piedra Aguda existen unas óptimas condiciones de afloramiento y se observa la presencia de una foliación magmática bien marcada y una morfología en bolos típica de estos materiales.

Son siempre rocas de color oscuro, mayoritariamente de grano medio y aspecto dolerítico.

En lámina delgada se reconocen distintas facies entre las que se pueden señalar las siguientes.

Gabros olivínicos

El afloramiento más importante y significativo es el del Embalse de Piedra Aguda. También se ha encontrado esta facies petrográfica en las zonas centrales de las demás masas.

Al microscopio muestran una textura intergranular de grano medio, a veces con tendencia subofítica, con plagioclasa, olivino, clinopiroxeno augítico y anfíbol marrón como minerales principales y opacos, biotita, esfena, apatito y circón como accesorios. La plagioclasa se encuentra zonada en los términos de labrador-bitownita, tiene un hábito prismático y se encuentra incipientemente alterada a sericita. El olivino, de formas redondeadas, se encuentra rodeado por el piroxeno y serpentizado en grado variable. Por su parte, el piroxeno y el anfíbol muestran un claro proceso de transformación en anfíbol uralítico y clorita.

El orden probable de cristalización es: olivino-plagioclasa-opacos-piroxeno-anfíbol. Con posterioridad se produce la etapa de alteración que origina, según casos y zonas, seritización, uralitización, serpentina, iddingsita, etcétera.

Gabros piroxénicos y anfibólicos

La mayoría de las rocas observadas podrían corresponder a esta facies. Muestran texturas intergranulares, a veces con tendencia dolerítica. Se diferencian de las precedentes por la ausencia de olivino y por presentar una alteración, en general, más importante. El que se trate de uno u otro tipo depende de la proporción relativa de piroxeno y anfíbol.

Como minerales principales se encuentran plagioclasa (a menudo zonada en términos de labrador), piroxeno augítico, anfíbol marrón y anfíbol uralítico, que puede llegar a ser mayoritario. Como accesorios, biotita, opacos, esfena, etc. Como se ha indicado, muestran una notable alteración de muchos de los minerales, lo que da lugar a la aparición de una gran variedad de minerales secundarios entre los que pueden señalarse, aparte del anfíbol uralítico, sericita, epidota, clorita, carbonato (calcita), escapolita, óxidos, etcétera.

3.1.2. **Dioritas (4)**

Constituyen una pequeña masa intruida en la sucesión de Tentudía al SW del cortijo de Las Merinillas de Cervera, y que se encuentra en relación con materiales volcánicos de composición intermedia.

Son rocas de color oscuro, aspecto dolerítico y grano fino o muy fino, que se encuentran muy cubiertas por una importante capa edáfica.

Al microscopio se han reconocido dioritas de grano fino y microdioritas. La textura es intergranular a granular ipidiomorfa con plagioclasa y anfíbol marrón como constituyentes principales y opacos, esfena, circón, cuarzo, apatito, etc. como accesorios. Los anfíboles constituyen cristales con una marcada tendencia idiomorfa y se encuentran transformados en anfíbol uralítico, en grado variable desde el borde al centro de los cristales. La plagioclasa, que muestra una clara zonación y bordes sódicos limpios, se encuentra notablemente alterada a minerales micáceos incoloros. El orden probable de cristalización es anfíbol-plagioclasa-cuarzo.

3.1.3. **Granito alcalino (3)**

Aflora en el borde sur de la Hoja, paralelo a la orilla izquierda del embalse de Piedra Aguda. Es un cuerpo elongado de 3-4 km de longitud, prolongación de una masa granítica mayor, que aflora en la Hoja de Alconchel entre el vértice de los Canchales y la Dehesilla, considerado como una facies del granito de Valverde (MUELAS y HERMANDEZ-ENRILE, 1976).

El afloramiento es una roca de color rosado o asalmonado, granuda, en la que son visibles los anfíboles. Muestra una facies de borde

más leucocrática y sin ferromagnesianos, a veces muy tectonizada. Aparecen además algunos cuerpos de color más fuerte y grano fino, en ocasiones porfídicos que poseen texturas granofídicas. De cualquier forma, dada la escasa calidad de afloramientos y la pequeña dimensión de estos cuerpos, es muy difícil su representación cartográfica.

La facies común es un granito alcalino, que presenta al microscopio una textura holocristalina equigranular hipidiomorfa, con evidencias de deformación escasas y texturas gráficas indicativas de una etapa tardía de cristalización en la que crecen simultáneamente cuarzo y feldespato potásico (carácter granofídico). Está constituida por cuarzo, feldespato potásico peritítico, plagioclasa sódica y anfíbol como minerales esenciales y opacos, esfena, circón, carbonato, mica incolora, etc., como accesorios. El orden de cristalización podría ser feldespato potásico-anfíbol-plagioclasa-feldespato potásico y cuarzo-cuarzo.

La facies de borde corresponde a leucogranitos cataclásticos y su desarrollo es escaso (algunos metros). Muestra una textura granular cataclástica con cuarzo, plagioclasa sódica y feldespato potásico en menor proporción como minerales principales y opacos, esfena, circón y mica incolora como accesorios. Todos los minerales se encuentran alabeados con extinción ondulante, fragmentación, granulación, etc. La moscovita es en general tardía y no está deformada. Algunas fracturas pueden estar rellenas por carbonato, clorita, etc. Respecto a la facies común es destacable, además de la cataclasis, un importante aumento en la proporción de la plagioclasa.

El pequeño afloramiento sito al sur del cortijo de San Andrés parece corresponder a esta facies, en la que el único feldespato presente es la plagioclasa.

La facies de grano fino muestra textura granular heterométrica granofídica. Cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico son los minerales principales; biotita, moscovita, opacos y esfena son accesorios; como secundarios pueden aparecer sericita, clorita, óxidos, etcétera.

3.1.4. **Granito alcalino anfibólico (2)**

Son dos pequeños afloramientos subcirculares intruidos en los materiales del Cámbrico inferior y que guardan una estrecha relación con las rocas volcánicas carboníferas. Son rocas leucocráticas de grano fino que pueden aparecer igualmente como diques porfídicos.

Al microscopio es un granito aplítico sódico de grano fino, que tiene una textura granuda hipidiomorfa equigranular, en la que son abundantes las mirmekitas. Cuarzo, plagioclasa sódica débilmente zonada y feldespato potásico (microlina y ortosa perfitica) son los minerales principales, esfena, anfíbol verde, apatito, circón y biotita son los minerales accesorios; sericita, epidota, clorita, anfíbol uralítico y óxidos son los minerales secundarios.

Los diques porfídicos tienen textura porfídica, crecimientos grano-fídicos y una mineralogía semejante a los granitos, aunque no suelen tener anfíbol ni biotita.

Los asomos que aparecen bajo las calizas en las proximidades del cortijo de Casanueva parecen corresponder a una facies similar a la de los granitos alcalinos de Barraquera, aunque como consecuencia de la contaminación, la plagioclasa se hace más cálcica y abundante y se incrementa la proporción de anfíbol y biotita, lo que da lugar a la aparición de una roca de composición granodiorítica. Asimismo, los afloramientos de la carretera Olivenza-Badajoz podrían correlacionarse con los de Casanueva, aunque el avanzado estado de alteración hace muy difícil su comparación. Otros afloramientos puntuales dispersos muestran semejanzas con estas rocas.

3.1.5. **Granito biotítico (1)**

Es un cuerpo que aflora de forma muy fragmentaria entre el arroyo Hinojales y el borde norte de la Hoja. Se encuentra siempre muy alterado y sólo en una pequeña cantera al norte del cortijo de Valhondo pueden hacerse observaciones de alguna calidad. De cualquier forma, en base a los afloramientos reconocidos, debe ser un cuerpo de extensión considerable, que intruye en el Cámbrico, sobre el que produce un metamorfismo de contacto que da lugar a la formación de skarn sobre las calizas, alguno de los cuales lleva asociada mineralización (mina Tere). Además, de acuerdo con las descripciones recogidas en la Hoja de Elvas (GONCALVEZ, 1970) este cuerpo se prolonga en Portugal hasta las proximidades de Elvas (granito alcalino, biotítico, porfiroide, de grano grosero a medio).

Se trata de una roca clara de grano fino a medio, en la que destacan las escamas de biotita. Muestra una foliación ígnea grosera, y, en los afloramientos del arroyo Hinojales se encuentra fuertemente cataclastizada. Esto apoya la idea de la existencia a lo largo de este arroyo de una línea de fractura.

Al microscopio muestra una textura holocristalina equigranular hipidiomorfa, con cuarzo, plagioclasa sódica (zonada), feldespato potásico (ortosa perfitica y microclina) y biotita como minerales principales y opacos, circón, apatito, esfena, etc., como accesorios. La plagioclasa está alterada a sericita y moscovita, y la biotita se encuentra cloritizada o transformada en moscovita, con exolución de menas. El orden de cristalización más probable es biotita-plagioclasa-cuarzo-plagioclasa y cuarzo. La moscovita aparece siempre una fase tardía o secundaria.

Las muestras cataclásticas tienen textura brechoide con una matriz clorítica en la que se removilizan todos los melanocratos.

El granito se encuentra atravesado por algunos diques de anchura decimétrica y color rosado. La mineralogía es similar al granito, pero la textura es de grano más fino y tiene un marcado carácter granofídico.

También se han observado zonas pegmatoides con numerosos crecimientos gráficos y pequeñas masas de rocas básicas no representables a la escala cartográfica.

3.2. ROCAS METAMORFICAS

Una parte importante de las rocas aflorantes en la Hoja han sufrido efectos de metamorfismo bien regional o de contacto.

3.2.1. **Metamorfismo regional**

3.2.1.1. **Dominio Zafra-Monesterio**

Como ya se ha indicado en la estratigrafía los materiales Precámbricos, cuya mineralogía ya ha sido expuesta, muestran los efectos de un metamorfismo de grado bajo o muy bajo. Las asociaciones más significativas reconocidas son:

cuarzo-plagioclasa-biotita,
cuarzo-plagioclasa-moscovita-biotita.

3.2.1.2. Dominio Arroyomolinos

Las rocas Paleozoicas aflorantes en el flanco sur muestran un metamorfismo que va del grado bajo al medio. Se reconocen dos etapas metamórficas principales, la primera sintectónica de la primera fase de deformación y de grado bajo y la segunda de carácter postcinemático, que da lugar a la aparición de fenoblastos de biotita y estaurolita en un núcleo de grado medio. Las asociaciones más significativas son:

a) Zona de grado bajo:

— rocas cuarzopelíticas:

cuarzo-moscovita-biotita-clorita,
cuarzo-plagioclasa-biotita-sericita,
cuarzo-plagioclasa-biotita-clorita-moscovita.

— anfibolitas y metabasitas:

actinolita-plagioclasa-clorita-epidota-biotita,
actinolita-horblenda-clorita-plagioclasa-epidota-biotita-cuarzo.

b) Zona de grado medio.

Se caracteriza por un incremento de la cristalinidad y la aparición de esquistos con porfidoblastos. En el área estudiada no se han encontrado rocas anfibólicas, pero en la prolongación de este núcleo metamórfico en la Hoja de Villarreal sí aparecen anfibolitas.

Las texturas son granolepidoblásticas bandeadas con porfidoblastos y como se mencionó aparecen diversos tipos de esquistos, que se diferencian por las proporciones de los minerales principales. Las asociaciones más significativas reconocidas son:

Cuarzo-moscovita-biotita.
Cuarzo-plagioclasa-moscovita-biotita.
Cuarzo-plagioclasa-moscovita-biotita-estaurolita.

Como ya se ha indicado, los porfidoblastos de biotita y estaurolita, que pueden alcanzar un tamaño centimétrico tienen carácter postcinemático y muestran cierto aplastamiento de la esquistosidad («flattening»), aunque algunos cristales podrían ser sin o tardicinemáticos respecto a la segunda fase.

Aparte existe una etapa retrometamórfica tardía que origina la cloritización de la biotita y la transformación casi completa de la estau-

rolita en un agregado afieltrado de minerales de la arcilla (sericita, micas incoloras, etc.).

3.2.2. **Metamorfismo de contacto**

Aunque localmente se han observado efectos térmicos sobre rocas pelíticas, bien precámbricas o paleozoicas, los principales efectos térmicos se encuentran casi en su totalidad sobre las rocas carbonatadas del Cámbrico Inferior y dan lugar a la aparición de gran número de rocas de silicatos cálcicos o de skarn. Estos efectos metamórficos han sido producidos mayoritariamente por la intrusión de rocas de composición ácida, sean plutónicas o volcánicas.

La extensión de estas rocas es muy difícil de establecer, tanto por la diferencia de afloramientos, como por que, excepción hecha de las rocas de silicatos cálcicos de grado alto que se transforman en rocas compactas de color verdoso, son muy difíciles de distinguir de los mármoles con menos metamorfismo en los que no llega a desarrollarse una neoformación generalizada de minerales.

Muestran texturas granoblásticas y granonematoblásticas bandeadas y es frecuente la existencia de porfidoblastos muy poikilíticos. Son múltiples las asociaciones reconocidas, no obstante sólo se reseñan a continuación las más frecuentes y significativas.

Anfíbol verde-escapolita-carbonato-biotita-clorita.

Calcita-escapolita-piroxeno-anfíbol-opacos.

Anfíbol marrón-plagioclasa-piroxeno-biotita.

Plagioclasa-diopsido-anfíbol-biotita-feldespató potásico.

Granate-diopsido-carbonato.

Granate-piroxeno-cuarzo-plagioclasa-feldespató potásico-epidota-escapolita.

Hay que indicar que en muchos casos se observan procesos re-trometamórficos tardíos que originan la transformación de fémicos en anfíbol uralítico, biotita, clorita, etc., y la de la plagioclasa en epidota, escapolita, etc.

4. HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos aflorantes en la Hoja son las rocas de edad precámbrica del dominio Zafra-Monesterio. Durante esta era geológica se desarrolló en el área paleogeográfica una sedimentación marina de tipo pelítico aunque de un medio no demasiado profundo, ya que existen episodios sedimentarios de material detrítico más grueso (grauvacas) y de carbonatos.

Estos materiales debieron pertenecer a una amplia cuenca en la que se produjo sobre ellos depósito de material volcánico (Formación Malcocinado), reconocido en áreas próximas, y que dentro de la Hoja de Olivenza ha desaparecido por efectos tectónicos y/o de erosión. Una vez colmatada la cuenca y con anterioridad al Cámbrico, se vio sometida a una fuerte deformación orogénica (orogenia precámbrica) que produjo en los sedimentos marinos un plegamiento apretado con desarrollo de esquistosidad de plano axial de tipo Slate Cleavage, y los afectó con un metamorfismo regional de, al menos, grado bajo.

A partir del Cámbrico Inferior la Historia Geológica de los dos dominios distinguidos en la Hoja es muy similar, con la salvedad de que en el dominio de Zafra-Monesterio sólo se han conservado materiales del Cámbrico Inferior.

A comienzos de este período, o tal vez a finales del Precámbrico, se produce una transgresión marina sobre los materiales deformados por la orogenia precámbrica y se instala un medio marino costero, en el que se desarrolla la sedimentación detrítica de los materiales de la Formación Torreárboles.

A consecuencia de la continuación de la transgresión cámbrica se implanta en el dominio paleogeográfico de Zafra-Monesterio una pla-

taforma marina carbonatada en la que se produce el depósito de las calizas del Cámbrico Inferior.

A partir del Cámbrico Inferior, los únicos materiales reconocidos son los del Dominio de Arroyomolinos, donde existe una etapa de sedimentación detrítica, con episodios carbonatados que debieron producirse en un ambiente somero.

Durante el Cámbrico Medio, aparece un importante episodio volcánico submarino y de tendencia alcalina, presumiblemente ligada a una etapa distensiva de cierta entidad regional.

Después, desaparece la actividad volcánica y se instaura una cuenca marina en la que se produce la sedimentación pelítica que da lugar a materiales arcillosos.

Durante la Orogenia Hercínica se produce la estructuración de los materiales anteriormente descritos, los cuales, se ven afectados por una primera fase de deformación que da lugar a pliegues tumbados de vergencia SW y lleva asociada esquistosidad penetrativa de plano axial, otra de cabalgamientos y una segunda de plegamiento y que es la responsable de las estructuras cartográficas más importantes.

Durante la Orogenia Hercínica las rocas se ven afectadas por metamorfismo regional en grado bajo y/o medio.

Durante el Carbonífero y en una etapa tardiorogénica se producen intrusiones de rocas ígneas ácidas y básicas que dan metamorfismo de contacto a los materiales previamente estructurados. Simultáneamente a esta actividad ígnea se produce la instauración de una cuenca marina volcano-sedimentaria en la que se depositan, intercaladas con sedimentos marinos pelágicos, rocas volcánicas ácidas y básicas, rocas epiclásticas y brechas y/o conglomerados volcánicos.

A partir de las últimas manifestaciones de la Orogenia Hercínica y hasta el momento actual, el sector de la corteza ocupado por los materiales anteriores ha tenido un comportamiento cratónico y los únicos fenómenos geológicos desarrollados sobre él han sido una compartimentación en bloques producida en un ambiente tectónico distensivo, mediante la actuación de fallas normales, y la denudación por erosión de los relieves. Posiblemente durante el Pérmico-Mesozoico y Paleógeno se hayan desarrollado de forma temporal y local pequeñas cuencas continentales que constituirían los cauces de drenaje de

los productos de la erosión. En cualquier caso estas posibles cuencas habrían sido desmanteladas por completo en períodos de mayor actividad erosiva.

Durante el Mioceno se desarrolla una de estas cuencas continentales (Cuenca del Guadiana), de carácter fluvial, que a partir del comienzo del cuaternario ha comenzado a destruirse a causa de la implantación de un régimen erosivo.

En la figura 8 se observa una reconstrucción de la historia geológica de la mitad meridional de la cuenca en un corte aproximadamente E-W, y a través de los siguientes pasos:

1. Establecimiento a comienzos del Mioceno de una cuenca fluvio-lacustre, en una depresión tectónica.
2. Desarrollo de sedimentación de tipo flujo de derrubios («debris and mud flow») que remobilizan perfiles de alteración, en los comienzos de un impulso tectónico que tiende a individualizar una cuenca continental.
3. Desarrollo durante el Mioceno Inferior-Medio de una cuenca fluvial exorréica, con aportes desde el Este y con depósito de sedimentos proximales (Facies Almendralejo) y distales (Facies Badajoz).
4. Implantación durante el Mioceno Terminal de un medio lacustre en el que se deposita una lámina de carbonatos que representa la colmatación de la cuenca.
5. Últimos movimientos correspondientes a actividad tectónica distensiva con movimientos de fallas normales que producen la compartimentación en bloques de la cuenca fluvial, y que afectan a la superficie erosiva correspondiente a la colmatación de la cuenca. Mioceno Terminal o comienzo del Plioceno.
- 6 y 7. Período de inactividad tectónica, con depósito inicial de rañas e implantación de un régimen esencialmente erosivo en el que se desmantelan casi por completo los materiales terciarios al Oeste de la falla de Arroyo de Hinojales y comienza la denudación del resto del terciario, con el encajamiento de la red hidrográfica actual. Plio-cuaternario.

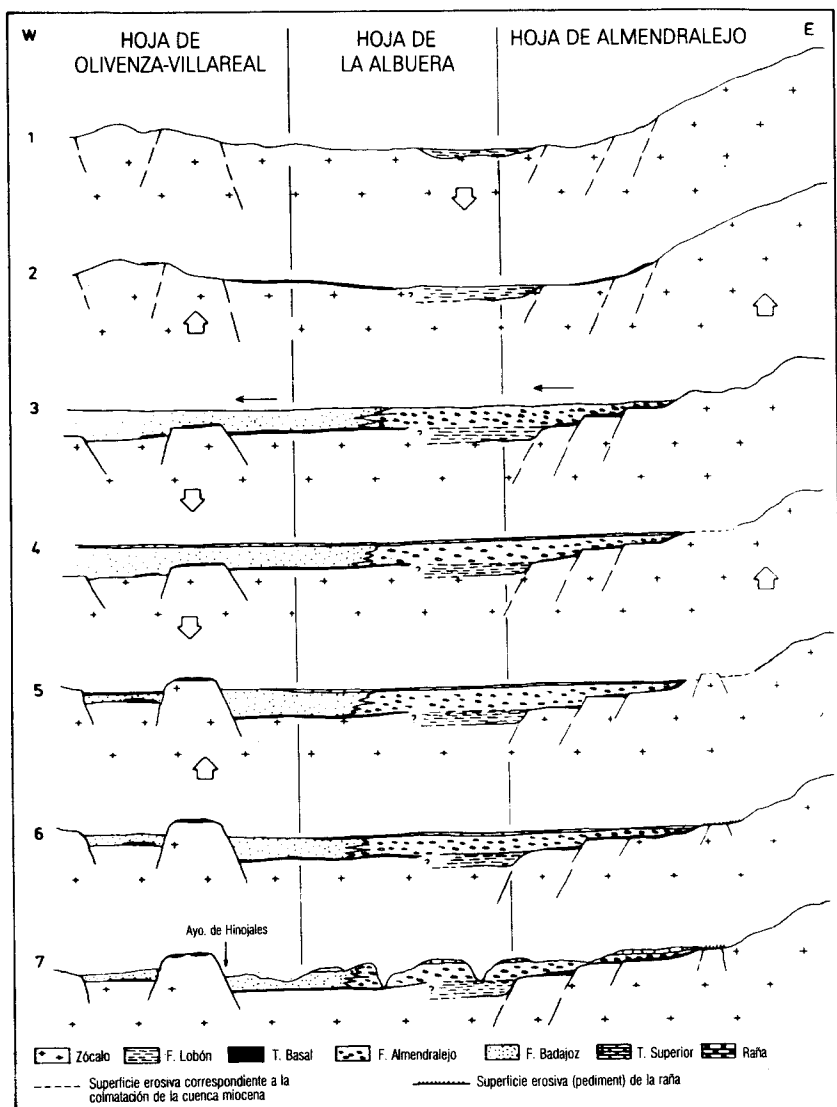


Fig. 8. Esquema evolutivo del Neógeno-Cuaternario en el sector meridional de la Cuenca del Guadiana.

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

5. GEOLOGIA ECONOMICA

El laboreo minero dentro del área de estudio es prácticamente anecdótico. Sólo existe una mina poco importante en la que se ha beneficiado mineral de hierro (Mina Tere). Esta explotación, actualmente abandonada, se ubica sobre un yacimiento ligado a un skarn. En cuanto a otras menas metálicas sólo se han encontrado dos pequeños indicios de sulfuros de hierro y cobre, ligados a rocas volcánicas en el sector del embalse de Piedra Aguda.

Aparte de esto han existido pequeñas canteras situadas en casi todos los casos en las calizas marmorizadas del Cámbrico. El sector con mayor actividad se encuentra en las proximidades del cerro Catrapo, donde pueden encontrarse media docena de canteras, aunque en general de dimensiones muy reducidas.

En cuanto al interés hidrogeológico hay que mencionar que todos los afloramientos de materiales terciarios situados en la margen derecha del arroyo de Hinojales constituyen un acuífero detrítico (arenas, limos y arcillosas) que debe estar confinado puesto que se trata de una cubeta tectónica desarrollada sobre materiales del zócalo, en principio impermeables.

El drenaje de este acuífero se realiza directamente sobre el de los materiales cuaternarios del Río Guadiana por el borde NE de la Hoja. Habría que conocer con exactitud la potencia del terciario para evaluar la capacidad del acuífero. En base a los datos de que disponemos (en la vecina Hoja de la Albuera se han cortado en sondeos hasta 100 metros de estos materiales) y dada la diferencia de cotas entre el techo de este material y el cauce del Río Guadiana (60 m). Es de suponer que en principio, existan al menos 30-40 m de acuífero

confinado. Además se trata de los metros basales de las Facies Badajoz, que son los detríticos más groseros (arenas grises, granos y conglomerados), con lo que la transmisividad del acuífero sería excelente.

El resto de materiales terciarios presentan escasa potencia (10-15 m máximo) y constituyen un acuífero colgado de muy escaso o nulo interés.

Aparte de éstos, pueden aparecer acuíferos de cierto interés en relación con los cuerpos carbonatados cámbricos de mayor extensión.

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-Peñañiel)». 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 Occidentale (Espagne)». Tes. Doc. Fac. Sc. Montpellier.
- DELGADO, J. N. (1904): «Faune Cambrienne 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.; LIÑAN, 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 Polytechnique 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 salmanticensis*. 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 clasification of volcanoclastic 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 ASSUNÇÃO, 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.
- 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 regio de Alandroal-Juromenha (Alto Alentejo)». Estudos, Notas etrabalhos do S.F.M. XXVI. 103-125.
- PEREZ LORENTE, F. (1979): «Geología de la zona Ossa-Morena al Norte de Córdoba (Pozoblanco-Bélmez-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.
- SCHAFER 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.
- TEXEIRA (1952): «La faune cambrienne de Vila Boim au Portugal». *Bol. sec. Geol. 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.