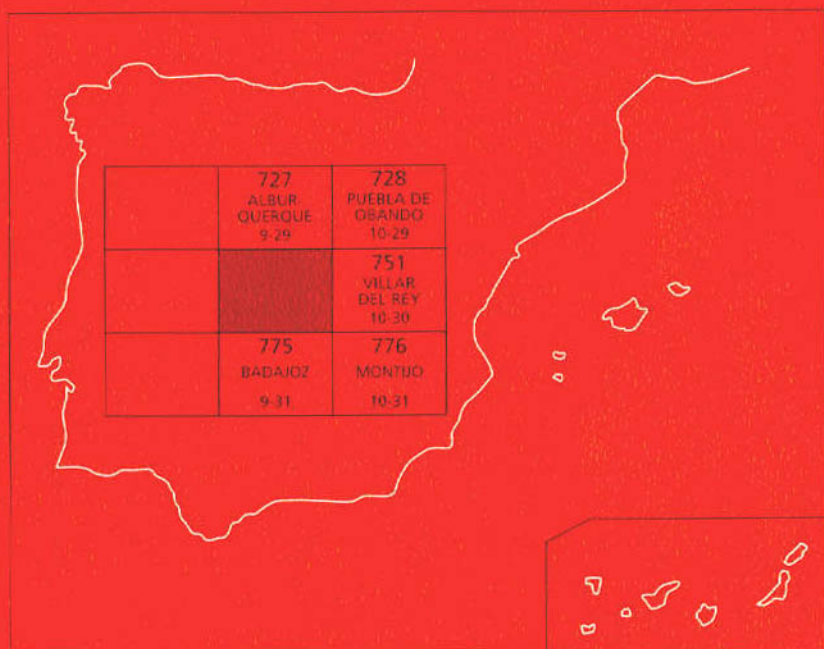




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



BOTOA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

BOTOA

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información, sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid

Depósito legal: M. 28.921-2003

ISBN: 84-7840-479-1

NIPO: 405-03-019-1

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.

Impresión: Gráficas Muriel, S. A.

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por ADARO como empresa contratista del INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (IGME), y para la cual ha prestado su colaboración INGEMISA, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Jefe de Proyecto, Cartografía y Memoria

M. Insúa Márquez (ADARO).

Cartografía y Memoria

J. A. Santos García (ADARO)

O. Apalategui Isasa (INGEMISA)

A. Carvajal Menéndez (ADARO)

Colaboradores

J. Soldevilla (Universidad Autónoma de Barcelona)

E. Liñán Guijarro (Universidad de Zaragoza)

E. Villas (Universidad de Zaragoza)

G. García Alcalde (Universidad de Oviedo)

T. Palacios Medrano (Universidad de Extremadura)

Geomorfología

J. Gracia Prieto (ADARO)

Neotectónica y Sismotectónica

A. Carvajal Menéndez (ADARO)

J. Gracia Prieto (ADARO)

Petrología

T. Nodal Ramos (ADARO)

Geoquímica

M. L. Agudo Fernández (ADARO)

P. Hernán Reguera (ADARO)

Hidrogeología

D. Alonso Díaz de Isla (ADARO)

G. Martín Zúñiga (ADARO)

Dirección y Supervisión

V. Gabaldón López (IGME)

J. Fernández-Gianotti (IGME)

Hidrogeología: Juan Carlos Rubio (IGME)

Recursos Minerales

Luis José Baeza (IGME)

Se pone en conocimiento del lector que en el Centro de Documentación del IGME existe para su consulta una documentación complementaria de esta memoria, constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes sedimentológicos, petrográficos, micropaleontológicos.
- Informes y mapas de Hidrogeología, Geomorfología, Neotectónica y Sismotectónica, etc.
- Fichas bibliográficas, álbum de fotografías, y demás información variada.

Í N D I C E

	<i>Páginas</i>
1. INTRODUCCIÓN	9
2. ESTRATIGRAFÍA	10
2.1. PRECÁMBRICO Y PALEOZOICO	10
2.1.1. Unidad de Villar del Rey	11
2.1.1.1. Esquistos, pizarras, filitas y grauvacas (4), con intercalaciones de calizas (5), liditas (6), Gneises (7) y y Conglomerados (8). Rifeense-Vendiense	11
2.1.1.2. Arcosas (9), Pizarras (10) y a techo arcosas (11). Vendiense-Cámbrico inferior	12
2.1.1.3. Mármoles y Pizarras (12). Cámbrico inferior	13
2.1.2. Unidad de São Mamede-La Codosera-Puebla de Obando	13
2.1.2.1. Arcosas y cuarzoarenitas (13). Tremadociense	13
2.1.2.2. Rocas piroclásticas (14). Tremadociense	14
2.1.2.3. Cuarcitas blancas (15) (cuarcita armoricana). Areni-Arenigiense	15
2.1.2.4. Filitas y pizarras amplíticas (16). Llanvir-Llandeiloense	16
2.1.2.5. Areniscas y pizarras (17), con cuarcitas intercaladas (18). Llandeilo-Wenlockiense	16
2.1.2.6. Pizarras y areniscas (19), con cuarcitas ferruginosas (20). Ludlow-Siegeniense	17
2.1.2.7. Pizarras y filitas (21), con intercalaciones de calizas y calcoesquistos (22). Emsiense-Givetiense	18
2.1.2.8. Pizarras (23) y cuarcitas (24). Frasnense	19
2.2. NEÓGENO-CUATERNARIO	20
2.2.1. Mioceno	21
2.2.1.1. Arenas limosas (25)	21
2.2.1.2. Limos arcillosos (26)	22

	<i>Páginas</i>
2.2.2. Plioceno-Pleistoceno	22
2.2.2.1. Rañas (27)	23
2.2.3. Cuaternario	23
2.2.3.1. Terrazas (28, 29, 30, 31 y 32). Pleistoceno-Holoceno	23
2.2.3.2. Limos y barras actuales (33). Holoceno	24
2.2.3.3. Glacis (34). Pleistoceno	25
2.2.3.4. Depósitos de encharcamiento (35). Pleistoceno-Holoceno	25
2.2.3.5. Coluviones (36). Holoceno	25
2.2.3.6. Conos de deyección (37). Holoceno	26
3. TECTÓNICA	26
3.1. DEFORMACIÓN PRECÁMBRICA	26
3.2. DEFORMACIÓN HERCÍNICA	26
3.2.1. Primera fase de plegamiento	26
3.2.2. Cabalgamientos	27
3.2.3. Segunda fase de plegamiento	27
3.2.4. Tercera fase de plegamiento	28
3.2.5. Fracturas	28
3.3. NEOTECTÓNICA	28
3.3.1. Accidentes neotectónicos	28
3.3.2. Anomalías geomorfológicas	29
4. PETROLOGÍA	30
4.1. ROCAS ÍGNEAS	30
4.1.1. Rocas plutónicas	30
4.1.1.1. Granito biotítico-hornbléndico con megacristales. Granito de Villar del Rey (1)	30
4.1.1.2. Consideraciones petrológico-geoquímicas	32
4.1.2. Rocas filonianas	33
4.1.2.1. Diques de Diabasas (2)	33
4.1.2.2. Dique Alentejo-Plasencia (3)	33
4.2. METAMORFISMO	35
4.2.1. Metamorfismo regional	35
4.2.2. Metamorfismo de contacto	36
5. GEOMORFOLOGÍA	36
5.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA	36
5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	37
5.2.1. Estudio morfoestructural	37
5.2.1.1. Las sierras paleozoicas	37
5.2.1.2. La depresión terciaria	38
5.2.2. Estudio del modelado	39
5.2.2.1. Formas poligénicas	39

	<i>Páginas</i>
5.2.2.2. Formas aluviales	41
5.2.2.3. Formas endorreicas	42
5.2.2.4. Laderas	43
5.3. LAS FORMACIONES SUPERFICIALES	43
5.3.1. Alteritas	44
5.3.2. Depósitos de origen fluvial	44
5.3.3. Depósitos de piedemonte, coluviales y suelos	44
5.3.4. Depósitos lacustres	45
5.4. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA	45
5.5. PROCESOS ACTUALES	46
6. HISTORIA GEOLÓGICA	47
6.1. UNIDAD DE VILLAR DEL REY	47
6.2. UNIDAD DE SÃO MAMEDE-LA CODOSERA-PUEBLA DE OBANDO	48
6.3. NEÓGENO-CUATERNARIO	48
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	49
7.1. RECURSOS MINERALES	49
7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos	49
7.1.2. Rocas industriales	49
7.2. HIDROGEOLOGÍA	50
7.2.1. Climatología	50
7.2.2. Hidrología	50
7.2.3. Características hidrogeológicas	51
8. BIBLIOGRAFÍA	54

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja se sitúa al N de la provincia de Badajoz, limitando al O con la frontera de Portugal, no existiendo dentro de ella núcleos de población importantes.

Presenta una topografía llana hacia el S, contemplándose los relieves más importantes en el N y siendo la cota más elevada de 440 m (Cerro de Dos Hermanas).

Geológicamente, esta hoja se encuentra dentro del Macizo hespérico, en el conjunto del sistema hercínico subibérico, que se subdivide en una serie de zonas, con orientación paralela a la dirección principal hercínica.

Atendiendo a la subdivisión de LOTZE (1945) y JULIVERT *et al.* (1974), el área comprendida por esta Hoja quedaría enmarcada en la zona de Ossa-Morena, ya que estos autores sitúan el límite septentrional de la misma en el Batolito de Los Pedroches. Sin embargo, dicho límite ha sido y continúa siendo en la actualidad motivo de controversia. GARROTE, A. (1976), y ROBARDET, M. (1976), localizan el límite en la falla de Azuaga, situada más al sur, mientras que CHACÓN y PASCUAL (1977) y BURG *et al.* (1981) lo sitúan en la Zona de Cizalla Coimbra-Córdoba o Porto-Badajoz-Córdoba.

Como veremos más adelante, en esta Hoja coexisten asociaciones de rocas típicas de la ZCI y de la ZOM, resolviéndose el límite entre ambas por un cabalgamiento de las segundas respecto a las primeras.

Los primeros trabajos publicados sobre la zona corresponden fundamentalmente a estudios descriptivos de los depósitos neógeno-cuaternarios que se deben a LE PLAY (1834), LUJAN (1850), GONZALO y TATIN (1879) y MALLADA (1876), que sirvieron para caracterizar los principales rasgos del Terciario extremeño.

Durante el segundo cuarto del presente siglo se realizan importantes aportaciones para el conocimiento de estos materiales por HERNÁNDEZ PACHECO (1928, 1929 y 1934); HERNÁNDEZ PACHECO (1950, 1952, 1956-57-58 y 1960); SOLÉ SABARIS (1952); PÉREZ MATEO (1954) y ROSSO DE LUNA y HERNÁNDEZ PACHECO (1954 y 1960), y HERNÁNDEZ PACHECO y CRUSAFONT, M. (1960).

Trabajos más recientes han contribuido a un mejor conocimiento de la cuenca, tanto en el borde S (VILLALOBOS *et al.*, 1985; ARMENTEROS *et al.*, 1986; IGME, 1988) como en el borde N (SANTOS y CASAS, 1980).

En una segunda etapa se realizan una mayor cantidad de trabajos.

La estratigrafía es abordada con mayor detalle en la zona portuguesa (TEIXEIRA, C., y GONCALVES, 1967; GONCALVES, F., 1969-70-71; PEREIRA, M. 1970; PERDIGAO, J. C., 1973-74, y TEIXEIRA, C.; CARVALHOSA, A., y GONCALVES, F. 1977), mientras que en la española predominan los trabajos de síntesis (IGME, 1971; VEGAS, R., *et al.*, 1971, 1974 y 1977).

Las rocas básicas son estudiadas por GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. 1965-1975; GONCALVES, F. (1971), y SÁNCHEZ CELA *et al.* (1972).

Diversos aspectos de las rocas plutónicas, son abordados por PRIEM, H. N. A. *et al.* (1970); GONCALVES, F. (1971); APARICIO, A.; *et al.*, (1977), y SAAVEDRA, J., (1978).

También se realizan estudios de tipo estructural: PARGA, J. R. (1969); VEGAS, R., (1974), y GUMIEL, P. (1978) y metalogenéticos: IGME (1974); GUMIEL, P., *et al.*, (1976); SANTOS, J. A., *et al.* (1976); SANDERSONS, D. J. *et al.* (1991).

Por último, puede considerarse una tercera etapa en la que predominan los trabajos cartográficos (GONCALVES, F., *et al.*, 1972; GONCALVES *et al.*; CASA, J., *et al.* 1978 y SANTOS, J. A., *et al.*, 1978, 1979 y 1980).

Los últimos trabajos realizados en el área son los realizados por el ITGE y la Junta de Extremadura para la investigación de oro en la Codosera, de los cuales se derivan algunas publicaciones sobre el área.

Más recientemente, Joan Soldevilla, de la Universidad Autónoma de Barcelona, ha realizado su tesis doctoral sobre estratigrafía y geología estructural y regional entre la Sierra de San Pedro y la Depresión del Guadiana.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. PRECÁMBRICO Y PALEOZOICO

Dentro de esta Hoja, y en lo referente a los materiales aflorantes, aparecen sucesiones litológicas imputables unas a la Zona Ossa Morena (ZOM) y otras a la Zona Centro ibérica (ZCI).

Los materiales que ocupan el borde septentrional de esta Hoja son series detríticas pizarrosas-cuarcíticas, asimilables a formaciones del paleozoico de la ZCI.

Al sur de los anteriores materiales, entre ellos y los depósitos neógenos de la Cuenca del Gua-

diana, afloran unas sucesiones precámbricas y paleozoicas que son correlacionables con las de la ZOM.

Los materiales de la Hoja, se agrupan en dos grandes unidades, una al norte, que llamaremos Unidad de São Mamede-La Codosera-Puebla de Obando, y otra al sur, que llamaremos Unidad de Villar del Rey.

2.1.1. Unidad de Villar del Rey

Los materiales incluidos en esta unidad tienen edades que van desde el Proterozoico superior al Cámbrico inferior y son los que a continuación se describen.

2.1.1.1. Esquistos, pizarras, filitas y grauvacas (4), con intercalaciones de calizas (5), liditas (6), Gneises (7) y Conglomerados (8). Rifeense-Vendiense.

Se trata de una sucesión de esquistos, pizarras, filitas y grauvacas (4), que intercala hacia la base niveles de cuarcitas negras (6) y calizas (5).

Destaca la presencia de unos gneises (7) en la parte occidental de la Hoja, junto a la frontera portuguesa, que parecen relacionados con los materiales de esta unidad, aunque este extremo no está del todo claro, por tratarse de un pequeños afloramiento en el que las relaciones de contacto no se aprecian bien.

Los esquistos son de color gris o verde oscuro, satinados, y presentan en ocasiones laminación paralela de tendencia lenticular, marcada por la presencia de niveles más ricos en cuarzo. Al microscopio presenta textura lepidoblástica esquistosa, y están formados principalmente por cuarzo, sericita y clorita.

Hacia el muro de la serie se encuentran intercalados niveles carbonatados (5), que pueden dar afloramientos de relativo desarrollo, como en el caso de Las Casas de San Juan, presentando composición dolomítica, aspecto oqueroso, ligera orientación y tendencia esquistosa, así como presencia de óxidos de hierro. Son de color muy oscuro, destacando la existencia de bandeado de aspecto estromatolítico.

Estos niveles carbonatados fueron atribuidos erróneamente al Cámbrico por ROSSO DE LUNA, I., y HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1954). Asociados a estos niveles, aparecen otros de cuarcitas de tonos oscuros (6), casi negros, llegando a adquirir gran desarrollo, con espesores de 10 a 30 m, y gran recorrido lateral. Presentan estructura homogénea y en ocasiones fractura concoidea y fisuración con cuarzo.

Localmente se pueden distinguir dos niveles cuarcíticos (6) muy próximos, que en base a estudios petrográficos son diferenciables, ya que el nivel superior (el más meridional) corresponde a una cuarcita metasomática, resultante de la silicificación de dolomías. No obstante, en la cartografía ambos niveles han sido representados como cuarcitas negras.

Asociados a los niveles de cuarcitas negras y carbonatos, aparecen unos niveles de filitas verdes, que engloban clastos y masas lenticulares de diverso tamaño y de composición cuarcítica. Este nivel está incluido como parte de la Unidad de Los Chozos, definida por SANTOS y CASAS (1979), e interpretado como un conglomerado (8) en el que los cantos habrían sufrido una intensa deformación. En algunos casos parece observarse no obstante una estratificación lenticular desdibujada por efectos de la deformación. Estos niveles se siguen de modo discontinuo desde las proximidades del río Gévora, en el oeste, hasta el extremo oriental de la Hoja; en afloramiento se observan espesores del orden de 5-10 m, aunque localmente se alcanzan potencias de 150 m, como sucede al sur del Cerro de Dos Hermanas.

En las proximidades de la Casa de Las Barradas, junto a la frontera portuguesa, afloran los ya mencionados ortogneises alcalinos (7), junto a cuarzoesquistos biotíticos, cuyo significado a la hora de interpretar estas series precámbricas es complicado; podría tratarse de una nueva unidad de afinidad Ossa Morénica, que cabalgaría desde el S a los materiales cámbricos de la unidad de Villar del Rey, a los que laminaría, también podrían corresponder a los términos más bajos de la Serie Negra en dicha unidad, en el flanco S de un sinclinal, cuyo núcleo, estaría ocupado por los materiales cámbricos antes aludidos. En este trabajo se adopta esta última solución, si bien hay que indicar que debido a la mala calidad de los afloramientos es imposible establecer con claridad las relaciones de dichos materiales. Estos ortogneises presentan una textura blastomilonítica con porfiroclastos de microclina peritítica de hasta 4 mm de tamaño y con una orientación y bandeado muy marcados. Están formados principalmente por cuarzo, albita, feldespato potásico y biotita, teniendo, en menor proporción esfena, apatito, allinita y opacos.

Los materiales descritos en este apartado se correlacionan con la denominada Serie Negra y se les atribuye una edad del Rifeense-Vendiense (GONCALVES y PALACIOS, 1984).

2.1.1.2. Arcosas (9), pizarras (10) y a techo arcosas (11). Vendiense-Cámbrico inferior

En el borde oeste de la Hoja, y por encima de los materiales anteriormente descritos, aflora una sucesión detrítica compuesta por arcosas y pizarras, que aflora exclusivamente en las proximidades de Casas de La Cierva.

El primer tramo reconocido es un paquete arcósico (9) de unos 70-80 m de espesor que reposa directamente sobre la formación anteriormente descrita. La sucesión la componen paquetes de arcosas en bancos decimétricos-métricos con secuencias granodecrecientes.

Las arcosas son rocas compactas, masivas de color blanquecino-amarillento, que al microscopio presenta textura clástica, y está formada por cuarzo y feldespato potásico fundamentalmente.

A este primer banco arcósico, le sigue una sucesión de pizarras y pizarras limosas de color gris (10), con pasadas de arena finas moscovíticas en bancos centimétricos. En este tramo se reconocen estructuras sedimentarias, como laminación cruzada de bajo ángulo y granoselección.

Al microscopio presentan textura pizarrosa y están formadas por productos micáceos finos; en los niveles limolíticos se reconocen además clastos de cuarzo y plagioclasa.

A techo vuelve a aparecer otro tramo arcósico (11) de menor espesor (unos 35-40 m), compuesto por arcosas de grano más fino, bien seleccionados de tonos muy claros, casi blanquecinos, que se dispone en bancos de 30-35 cm de espesor con superficies de estratificación difusas.

El espesor de esta sucesión es de unos 200-225 m.

Por su litología y relaciones con los materiales precámbricos, y paleozoicos adyacentes, esta sucesión hay que correlacionarla con la F. Torreárboles de la ZOM, si bien donde está definida nunca se ha reconocido un tramo arcósico a techo de la misma. Se le asigna por tanto una edad del Vendiente-Cámbrico inferior.

2.1.1.3. Mármoles y pizarras (12). Cámbrico inferior

Por encima de la sucesión detrítica anterior, se dispone otra de mármoles y pizarras cuyos afloramientos se restringen a una banda estrecha en las proximidades de Casas de la Cierva.

La sucesión la compone una alternancia de mármoles dolomíticos en bancos de espesor decimétrico-métrico, que intercala pasadas pizarrosas.

Los paquetes dolomíticos tienen un color grisáceo o rojizo en afloramiento y color crema en corte fresco, están bastante recrystalizados y presentan oquedades ligadas a procesos de disolución.

Los bancos dolomíticos suelen ser masivos, en ocasiones se aprecia un laminado paralelo a la estratificación. Las juntas entre bancos es de naturaleza pizarrosa.

En las proximidades de Casas de la Cierva existen pequeñas labores para caleras en las que se han citado algunas secciones de arqueociatidos inclasificables (ROSSO DE LUNA, I., y PACHECO, F., 1964; GONCALVES, F., *et al.*, 1978).

Estos materiales se correlacionan con las formaciones detrítico-carbonatadas, tan características de la ZOM, y se le asigna una edad del Cámbrico inferior.

2.1.2. Unidad de São Mamede-La Codosera-Puebla de Obando

Los materiales que integran esta unidad son, de muro a techo, los siguientes:

2.1.2.1. Arcosas y cuarzoarenitas (13). Tremadociense

Los materiales más bajos de esta unidad son unos tramos arcósicos de color claro que flanquean por el sur a la "Cuarcita Armoricana".

El afloramiento de material arcósico en cuestión corresponde a una parte del flanco sur (invertido) del sinclinatorio de São Mamede-La Codosera, el cual se extiende desde uno a otro extremo de la Hoja con dirección E-W. Un afloramiento de menores dimensiones se reconoce en las proximidades de la Sierra del Lobo (Anticlinal de la Sierra del Lobo).

Las arcosas no afloran siempre directamente bajo la cuarcita armoricana; en toda la mitad occidental de la Hoja se interpone entre ambos una formación de tobas que serán descritas en el apartado siguiente.

Las arcosas son rocas de grano medio, de color blanquecino y/o amarillento, que aparecen en bancos de potencia decimétrica o métrica, en el que se observan estructuras del tipo estratificación cruzada y granoselección. Los tramos más próximos a los niveles tobáceos son de naturaleza grauváquica.

Al microscopio presenta textura blastosamítica esquistosa, y está formada por fragmentos de cuarzo y feldespatos (principalmente feldespato-k) englobados en una matriz cuarzo-micácea de grano fino recrystalizada.

Las muestras clasificadas como grauvacas presentan características similares, si bien es más abundante la matriz cuarzo-micácea.

No hemos encontrado restos fósiles en estos materiales y tampoco se conoce su muro. Por su litología y posición, respecto a la barra cuarcítica que se le superpone, se le asigna una edad del Ordovícico inferior.

2.1.2.2. Rocas piroclásticas (14). Tremadociense

En la mitad occidental de la Hoja aparece una formación de carácter tobáceo, que en la bibliografía geológica se conoce como "Formación Urra".

Estos materiales afloran en el borde meridional de esta unidad y en el anticlinal de la Sierra del Lobo. Sus relaciones con los materiales adyacentes son claros, pues en la Sierra del Lobo se sitúan entre los niveles arcósicos descritos con anterioridad y la "cuarcita armoricana", mientras que hacia el este desaparecen por un cambio lateral de facies a las arcosas.

En el campo los materiales tobáceos, aparecen como una roca esquistosa de color claro (amarillento o marrón), en la que destacan porfirocristales subidiomorfos de cuarzo y pirita; al microscopio se observa que estos cristales aparecen dentro en una matriz sericítica, cuarzo-feldespática, en la que se observan agregados fibrosos de cuarzo que crecen en contacto con los cristales de pirita en forma de colas de presión.

La edad de estos materiales no ha podido ser determinada, pero por su posición estratigráfica se les asigna una edad del Ordovícico inferior.

Estos materiales han sido atribuidos al Vendiente-Cámbrico inferior por CAMPOS, R., *et al.* (1990), los cuales sitúan también estos niveles tobáceos a muro de la cuarcita armoricana; similar edad les asigna SANTOS, J. A., *et al.* (1979).

2.1.2.3. *Cuarcitas blancas (15) (cuarcita armoricana). Arenigiense*

Sobre los anteriores materiales reposan unos tramos cuarcíticos de distribución muy continua a lo largo de la Hoja, que se correlacionan a escala regional con la “cuarcita armoricana” (U. Mayorga de SANTOS y CASAS, 1979).

Afloran estos materiales en una banda que atraviesa la hoja de O a E y que desaparece hacia el borde de la misma debido a efectos mecánicos. También afloran estos materiales en el anticlinal de la Sierra del Lobo, mostrando un claro engrosamiento en la zona de charnela.

En afloramiento, las cuarcitas presentan coloración clara (blanca y/o amarillenta) y aparecen en bancos homogéneos masivos de espesor métrico, que intercalan alguna pasada pizarrosa de espesor centimétrico-milimétrico.

Las cuarcitas son muy puras (ortocuarcitas), formadas por granos de cuarzo sin apenas cemento y con muy escasa presencia de minerales pesados. En los bancos cuarcíticos se observa frecuentemente una estratificación cruzada de bajo ángulo y *ripple marks* en la parte alta de los estratos. Asimismo se han observado tramos microconglomeráticos, con cantos de cuarzo, en la parte basal de esta unidad.

Todo este conjunto está organizado y forma una megasecuencia grano y estratocreciente.

Al microscopio presenta textura granoblástica, predominando los efectos de deformación, con orientación general de los componentes; el cuarzo aparece elongado y recrystalizado, con extinción ondulante.

En estos afloramientos no se observa el típico aspecto sacaroideo, ni las características de facies litorales, que presenta este nivel en el flanco N del sinclinorio de São Mamede-La Codosera (SANTOS, J. A., y CASAS, J., 1978), encontrándose muy borrados los caracteres texturales clásticos, por efecto del metamorfismo sufrido; sin embargo, el carácter homométrico de los componentes cataclásticos observables permite deducir que el sedimento original estaba bien seleccionado.

Como se ha indicado, la base de las cuarcitas aparece recubierta por derrubios de ladera, por lo que las potencias medidas son algo menores que las reales, habiéndose medido espesores que oscilan entre 50 y 100 m.

La abundancia de icnofauna [SANTOS y CASAS (1979-82), SOLDEVILLA (com. oral)], aunque mal conservada, su posición estratigráfica, facies, etc., permiten atribuir a esta formación una edad del Ordovícico inferior (Arenig).

2.1.2.4. *Filitas y pizarras amplíticas (16). Llanvir-Llandeiloense*

Por encima del nivel cuarcítico descrito aparece una sucesión muy monótona de pizarras oscuras, con algunas intercalaciones esporádicas arenosas de espesor centimétrico (Unidad Aguas Claras, de SANTOS, J. A., et al., 1979).

Estos materiales afloran en secuencia invertida, entre la cuarcita armoricana por el sur y una falla subparalela al rumbo de las estructuras por el norte.

Se trata de una monótona sucesión de pizarras oscuras de grano fino de color negro o azulado debido al contenido en materia orgánica, satinadas, esquistosadas, que intercalan algún nivel cuarcítico de espesor centimétrico, preferentemente a muro y a techo de la sucesión. Es frecuente la presencia de piritita cristalizada, lo que indica un ambiente de depósito reductor.

Al microscopio, las rocas filíticas presentan textura lepidoblástica esquistosa, y están formadas por cuarzo, moscovita y sericita como componentes principales.

Se puede observar el contacto con la sucesión infrayacente en el arroyo de las Abejas, y no existe ningún tipo de discontinuidad tectónica entre ambas.

En posición análoga y con facies similares, se ha citado en la zona portuguesa (GONÇALVES et al., 1978) la presencia de *Didymograptus*, que confirma la existencia del Llanvirniense, así como trilobites del Llandeilo (PERDIGAO, 1964-65). En trabajos de investigación minera en zonas próximas (Jola-Chirriato), estos mismos materiales se sitúan por correlación litoestratigráfica en el Ordovícico medio (Proyecto de investigación de oro, wolframio y estaño en La Codosera y ampliación al subsector X-ITGE).

En consecuencia, al no existir discontinuidades y tener niveles muy próximos fácilmente correlacionables, la edad de esta unidad se supone que abarca el Llanvirniense y el Llandeiloense.

La potencia resulta difícil de evaluar, al encontrarse los materiales muy plegados, pero en una primera aproximación puede considerarse una potencia mínima de 250 m.

2.1.2.5. *Areniscas y pizarras (17), con cuarcitas intercaladas (18). Llandeilo-Wenlockiense*

Por encima de las pizarras anteriores, aflora una sucesión detrítica compuesta fundamentalmente por pizarras y areniscas inmaduras que intercalan esporádicos niveles cuarcíticos (Unidad de Sierrafría de SANTOS, J. A., et al. 1979).

Esta sucesión aflora en una banda que discurre desde un extremo a otro de la Hoja, a veces en posición invertida.

El límite meridional de esta unidad parece mecánico, por un cabalgamiento que llega casi a laminarla totalmente; el límite norte es concordante siempre con la sucesión de pizarras y cuarcitas que se le superpone.

Esta sucesión está muy bien definida en zonas más septentrionales (fuera de la Hoja) del sinclino de La Codosera, y más concretamente en la zona de Jola-Chirriato, donde se puede establecer una secuencia mucho más completa y detallada.

Se trata de una sucesión de carácter detrítico, más grosero que la de Aguas Claras, con aspecto flychoide, predominando los términos cuarcíticos y areniscosos con niveles de filitas intercalados.

Las cuarcitas (18) suelen ser bastante impuras, de color gris crema, con frecuentes puntos blancos y amarillentos observables con la lupa, que parecen corresponder a feldespatos y hematites-goethita. Son frecuentes las hiladas de minerales pesados que constituyen restos de una estratificación residual.

Intercaladas aparecen filitas silíceas versicolores, por efecto de la meteorización, aunque su color original parece ser gris más o menos oscuro. Tienen clara laminación paralela, resultante de la diferencia composicional a escala milimétrica.

En conjunto, destacan a escala regional tres niveles cuarcíticos, más o menos areniscosos, con impregnaciones de óxidos de hierro, que dan lugar a resaltes fácilmente observables, tanto en el campo como en fotografía aérea, aunque localmente desaparecen.

La potencia de esta sucesión ha sido estimada en unos 200 m por SANTOS, J. A., *et al.* (1979), si bien ésta debe ser superior, alcanzando los 400 m.

La edad de estos materiales es discutida. SANTOS, J. A., *et al.*, (1979), le asigna una edad próxima al tránsito Silúrico-Devónico. A nuestro juicio, la base de la sucesión es del Ordovícico medio, sin embargo, el techo de la misma cabe situarlo en el Silúrico (Wenlock).

En efecto, se han encontrado en el techo de esta sucesión, y en un nivel de pizarras negras, varias formas de graptolitos del Wenlock superior (SOLDEVILA, J. Com. oral). Igualmente, en la zona portuguesa, ROMARIZ (1962) cita fauna del Wenlock en unos niveles de pizarras negras con graptolitos, posiblemente equivalentes a los reconocidos en zona española.

2.1.2.6. *Pizarras y areniscas (19), con cuarcitas ferruginosas (20). Ludlow-Siegeniense*

Por encima de la sucesión anterior, aparece otra unidad detrítica de pizarras y areniscas (19) con cuarcitas ferruginosas (20).

Esta sucesión aflora en el borde septentrional de la Hoja, desde el Cortijo de las Barreras hasta el borde oriental de la misma, y ocupa el núcleo de un sinclinal fácilmente reconocible en el borde oriental de la Hoja.

En la base de la sucesión predominan los niveles filíticos y pizarrosos, que ocasionalmente son ampelíticos y que alternan con niveles de arenas de espesor centi o decimétricos; hacia el techo, las capas arenosas son más abundantes y potentes, hasta transformarse en una suce-

sión de cuarcitas y/o areniscas, separadas por finos niveles arenosos (en conjunto define un megaciclo negativo).

Las cuarcitas, areniscas y pizarras son de color pardo y rojizo, debido al alto contenido en óxidos de hierro. Las pizarras en corte fresco suelen ser de color oscuro.

El espesor de la formación no se puede determinar, ya que en ningún punto se observa el techo de la misma, siendo la potencia de los materiales aflorantes de unos 200-250 m.

La base de esta sucesión es difícil de determinar, ya que es un aparente tránsito gradual entre dos sucesiones detríticas, que se diferencian por sus contenidos en óxidos de hierro (hematites y goethita). En la cartografía hemos adoptado el criterio de situar el contacto en una barra cuarcítica ferruginosa bastante continua, si bien la presencia de óxidos de hierro se deja ya sentir por debajo de ella.

La base de esta sucesión es de edad del Ludlow y ha sido datada en Portugal (proximidades de Marvão) por PERDIGAO (1967), donde reconoce una rica asociación de graptolitos, bivalvos, braquiópodos y artrópodos, en una sucesión de pizarras algo ampelíticas y cuarcitas ferruginosas.

El techo de la sucesión ha sido datado también en Portugal (PRUVOST, 1914), cerca del vértice de São Mamede, como del Devónico inferior (Siegeniense). la edad de esta unidad se puede considerar que abarca desde el Ludlow hasta, por lo menos, parte del Siegeniense.

Conviene resaltar que el contacto de esta sucesión con la suprayacente es difícil de observar, siendo discordante, ya que en un solo punto (al E del Puerto del Zángano, en la Hoja de Villar del Rey) existe un tramo conglomerático de poco espesor (0,5-1 m) en la base de la unidad que se le superpone.

2.1.2.7. *Pizarras y filitas (21), con intercalaciones de calizas y calcoesquistos (22). Emsiense-Givetiense*

Por encima de la sucesión anterior se sitúa otra de pizarras y filitas, conocida como Unidad Gévora (SANTOS y CASAS, 1979). En toda el área reconocida, el contacto entre esta formación y la infrayacente es de tipo mecánico, si bien por datos regionales existe un conglomerado en la base de esta unidad.

Los materiales de esta unidad afloran en el extremo septentrional de la Hoja, en una banda que aparece interrumpida y desplazada por un conjunto de fallas con saltos en dirección.

Habitualmente, se interpreta que esta sucesión es el techo del conjunto en los materiales paleozoicos del sinclinal de São Mamede-La Codosera, y que ocupa el núcleo del mismo. En las últimas revisiones cartográficas realizadas se ha podido comprobar que esta sucesión se sitúa a muro de las filitas y areniscas ferruginosas, que se describen en el capítulo siguiente.

A escala regional, esta sucesión es transgresiva sobre las inferiores, llegando a laminar totalmente a la unidad de pizarras y areniscas (19), con cuarcitas ferruginosas (20) en la Hoja de Alburquerque (SANTOS y CASAS, 1978).

Esta sucesión está formada por una serie muy monótona de pizarras y filitas (21) de colores oscuros, casi negros, con una esquistosidad muy marcada de dirección N 120°E y disposición subvertical.

Las pizarras presentan muy localmente algunas pasadas arenosas milimétricas, que permiten en algunos casos controlar la estructura interna del afloramiento; es frecuente encontrar cristales de pirita más o menos hematitizada. Al microscopio presentan texturas lepidoblásticas, y están compuestas por cuarzo, sericita, moscovita, clorita, etc.

Intercalado en esta sucesión, y a techo de la misma, existe un tramo carbonatado (22) con una gran variedad litológica que ha sido estudiada detalladamente por SANTOS y MEDINA (1976) y GUMIEL y SANTOS (1978). Se trata de calizas gris-azuladas, con abundantes venas de calcita, estratificadas en bancos de 0,10 a 0,50 m.

Al microscopio presenta texturas ligeramente esquistosas, con cristales de calcita que en ocasiones presentan granulaciones y deformación de los planos de clivaje, como consecuencia de los fenómenos de cataclasis.

Dentro de esta Hoja, las calizas afloran en el cortijo de Conejeros, en el regato de Los Campanilleros y en las proximidades del río Gévora.

Según datos regionales, son facies pararrécifales, como se deduce de su litología y de la fauna encontrada en el camino del Fontanal, representada por *Cyathocrinites* C.F. *Pinatus* Golf., *Hexacrinites* sp, *Cytocrinites* sp, y otros tallos y pinulas de crinoides que permiten datar este tramo carbonatado como del Cobleciense superior-Eifeliense (Devónico inferior-medio) (SANTOS y CASAS, 1978-79).

La potencia de esta formación no se puede precisar dentro de la Hoja, ya que no aflora el muro de la misma; el espesor de los materiales aflorantes es de 350 m.

Dentro de esta sucesión están datados los niveles carbonatados que afloran a techo de la misma como del Cobleciense-Eifeliense (GUMIEL, *et al.*, 1976; SANTOS y CASAS, 1976). En Portugal y en los tramos pelíticos de la misma, PRUVOST (1914) cita fauna del Emsiense-Couviense. Igualmente, PERDIGAO (1967-73) reconoce faunas del Gedinense-Couviense, en un conjunto de materiales que incluyen esta sucesión y el techo de la inferior. En base a todo ello, se le asigna a estos materiales una edad del Emsiense-Givetense.

2.1.2.8. Pizarras (23) y cuarcitas (24). Frasnense

Sobre los anteriores materiales se dispone una sucesión detrítica, compuesta por pizarras limosas de color rojizo o rosáceo y cuarcitas más o menos ferruginosas, en bancos de espesor decimétrico-métrico.

El tránsito de esta sucesión a la inferior parece gradual, y puede verse en el río Gévora, a la altura del molino de la Changarilla.

Esta sucesión aflora en una banda de 1,5 km de anchura, en el extremo septentrional de la Hoja, donde describe una clara estructura sinclinal.

La sucesión es compleja: los términos basales de la misma se reconocen en el río Gévora, donde aparecen unos bancos cuarcíticos bastante maduros, de color claro y potencia decimétrica-métrica, que dan paso a una alternancia de pizarras limosas y/o sericíticas de colores rosáceos y/o blanquecinos con intercalaciones subordinadas de cuarcitas y/o areniscas.

El tránsito desde la unidad inferior es gradual y viene marcado por la aparición de niveles de areniscas y cuarcitas bastante maduras que se intercalan con niveles pizarrosos idénticos a los de la sucesión inferior. La aparición de los primeros niveles arenosos se asocia a la presencia de unos niveles brechificados de 0,5 a 1 m de espesor.

Esta sucesión es la más alta del Sinclinorio de La Codosera, y ocupa el núcleo del mismo. Su potencia no se puede estimar al no aflorar el techo de la misma; la de los materiales aflorantes es de 350-400 m.

La edad no ha sido determinada, si bien SOLDEVILLA, J. (1991), que define esta formación como "Unidad de Valdeborrachos", reconoce en ellos faunas de posible edad del Devónico superior (Frasniense).

2.2. NEÓGENO-CUATERNARIO

Los depósitos atribuidos a esta edad constituyen los materiales de relleno de la cuenca del Guadiana en su borde septentrional. Son depósitos de carácter continental, apoyados discordantemente sobre el sustrato ígneo y metamórfico, de edad Precámbrica y Paleozoica, cubriendo entre el 70 y 80% de la superficie total de la Hoja. Se disponen subhorizontalmente, dando lugar a una serie de lomas y valles con topografía suave y descendente hacia el sur, en la que los relieves alomados apenas superan los 300 m de altitud y los puntos más bajos (180 m).

La gran homogeneidad de facies, ausencia de restos fósiles y escasez de afloramientos ha condicionado en gran medida que esta cuenca sea una de las menos conocida.

La edad de estos materiales continúa siendo problemática, ya que de todas las muestras tomadas, solamente en la denominada Unidad Inferior del borde sur se ha determinado la presencia de fauna-flora de *Ostrácodos* y *Charáceas*, que corresponden a formas terciarias evolucionadas, probablemente neógenas (IGME, 1988). Parte de estos materiales fueron atribuidos al Oligoceno (ROSSO DE LUNA y HERNÁNDEZ PACHECO, 1954), aunque posteriormente se les asignó edad del Vindovoniense inferior-Mioceno superior, basándose en los restos de mamíferos fósiles encontrados en Plasencia (HERNÁNDEZ PACHECO y CRUSAFONT, 1960). Estas consideraciones, junto con la posición que ocupan por debajo de los depósitos Plioceno-Pleistoceno (rañas), permiten atribuir edad del Mioceno para los materiales terciarios.

En esta Hoja se han diferenciado las siguientes unidades sedimentarias.

2.2.1. Mioceno

Dentro de los depósitos atribuidos al Mioceno se han diferenciado dos tramos cartografiables: Arenas limosas (25) y limos arcillosos (26), que forman parte de la Unidad Superior definida en la hoja contigua de Villar del Rey. Equivalen a los dos tramos inferiores de la Unidad Intermedia de SANTOS y CASAS (1980).

2.2.1.1. Arenas limosas (25)

Las condiciones de observación son bastante deficientes, lo que impide caracterizar de forma precisa este tramo, que tiene bastante desarrollo superficial.

Se apoya en discordancia erosiva sobre el sustrato ígneo y metamórfico de edad del Precámbrico y Paleozoico, y aunque en la Hoja no se observa en ningún punto, a nivel regional también se apoya discordantemente sobre la Unidad Inferior (Arcillas de Lobón, de HERNÁNDEZ PACHECO, 1960).

Se trata de depósitos areno-limosos, por lo general compactos, con tonos amarillentos y rojizos en fresco y grises en alteración, que dan lugar a superficies alomadas en las que no se registran buenos cortes. También afloran en áreas casi totalmente cubiertas por depósitos cuaternarios, donde los reducidos afloramientos no dejan buenas exposiciones del tramo.

La potencia es difícil de precisar, dadas las limitaciones expuestas, pero puede estimarse en 50-60 m. No obstante, los datos aportados por los pozos para la captación de aguas en toda el área indican que la base del tramo se sitúa próxima a la cota 150 m, mientras que en zonas más orientales y meridionales (fuera de los límites de la Hoja) está a cotas de 200 m, es decir, existe una ligera inclinación que puede atribuirse a un basculamiento del zócalo o simplemente a la configuración original de la cuenca.

Estos depósitos están formados por arenas que pueden contener hasta un 45% de proporción limo+arcilla. No obstante, aunque en conjunto se define el tramo como areno-limoso, el aspecto granulométrico es bastante variable, con proporciones de grava (2-8 mm) entre 0 y 28%; arena, entre 31 y 99%, y limo+arcilla, entre 0 y 45%.

Las curvas de frecuencia presentan varias modas y la selección de las muestras es buena ($So=0,3-0,8$). Se diferencian tres poblaciones que son transportadas por arrastre de fondo (< 10-15%), saltación (55-75%) y suspensión (20-45%), aunque no siempre están presentes las tres. De forma global, en dirección sur se observa que disminuye la fracción gruesa, lo que puede reflejar la influencia del borde septentrional, como se indica a partir del análisis mineralógico de la fracción arena (SANTOS y CASAS, 1980).

A pesar de la falta de datos de estructuras, secuencias, etc., por la ausencia de afloramientos, estos depósitos se pueden caracterizar como producidos por un agente de transporte con elevado poder de selección, que es capaz de organizar el sedimento en tres poblaciones. Corresponden a zonas canalizadas amplias que sugieren un ambiente de abanicos aluviales, en facies medias-distales.

Este tramo se relaciona con la "Facies Badajoz" (ITGE, 1988), pudiendo interpretarse como el cambio lateral de facies más proximales, procedentes del este.

Dada la posición de estos materiales bajo las rañas, datados como del Plioceno-Pleistoceno por correlación con depósitos similares del resto de la Península y los restos fósiles de la Unidad Inferior, en el borde meridional de la cuenca se les atribuye edad del Mioceno.

2.2.1.2. *Limos arcillosos (26)*

Constituye el tramo más alto de la Unidad Superior que aflora en esta Hoja, faltando el tramo superior calcáreo reconocido en la hoja 751. Está situado sobre las arenas limosas (25) en tránsito gradual, por lo que es difícil establecer un límite preciso entre ambos. El techo aparece frecuentemente erosionado o cubierto por depósitos cuaternarios, estimándose que tiene un espesor entre 8 y 10 m, dentro de la Hoja, aumentando hasta un máximo de 20 m hacia el E (Hoja 751).

Este tramo está formado por depósitos de tonos pardos que dan lugar a terrenos apelmazados, utilizados por lo general como campos de labor. Los afloramientos son de mala calidad y presentan aspecto masivo. Se observan zonas de tonos más claros que corresponden a carbonataciones, siempre de reducido espesor (<1 m) y difícil de seguir, sin poder precisar los límites. Más del 90-95% de estos materiales corresponde a fracción limo+arcilla, con pequeñas proporciones de arena fina y muy fina.

La fracción arcilla está formada fundamentalmente por micas y caolinita, pudiendo alcanzar hasta el 90% del total de la roca. Las micas varían entre 40 y 90% y la caolinita entre 10 y 40%. En ocasiones se presentan proporciones menores de montmorillonita.

Las características de estos depósitos sugieren facies distales de abanicos aluviales, con llanuras de inundación muy desarrolladas, en las que frecuentemente se instala vegetación y se producen procesos edáficos como consecuencia de oscilaciones del nivel freático.

La edad de estos materiales se atribuye también al Mioceno, en base a las mismas consideraciones señaladas en el tramo infrayacente.

2.2.2. **Plioceno-Pleistoceno**

Los depósitos atribuidos al Plioceno-Pleistoceno constituyen la unidad conocida como "Raña".

2.2.2.1. Rañas (27)

Dan lugar a amplios abanicos modelados en glacia, que constituyen las divisorias de aguas de los ríos principales. Se apoyan discordantemente sobre las unidades inferiores, a las que fosilizan. Arrancan de los afloramientos precámbricos y paleozoicos del borde septentrional de la Hoja, presentando pendientes muy suaves (entre 0,5 y 1%) hacia el sur. En el extremo más meridional llegan a encajarse ligeramente en los relieves terciarios, y en la zona de los Ríos de la Higüela, junto al río Gévora, presenta un arrasamiento asociado, de carácter local, desarrollado sobre cuarcitas paleozoicas.

Esta unidad está formada por depósitos fundamentalmente conglomeráticos, con matriz limo arcillosa rojiza, dominando los cantos de cuarcita. El porcentaje de cantos de los distintos tamaños corresponde a materiales moderadamente seleccionados, con un centilo medio *in situ*, de eje mayor 113,6 mm, aunque sueltos es frecuente encontrar tamaños mayores.

La práctica totalidad de los cantos son de cuarcita (96-100%), aunque ocasionalmente puede observarse cuarzo (2%) y arenisca (4%).

En cuanto a la génesis de estos depósitos, la mayoría de los autores señalan su relación con movimientos verticales de bloques y hundimiento relativo de la cuenca del Guadiana, de modo que las "rañas" constituirían abanicos y depósitos de piedemonte originados por estos movimientos.

Los mecanismos morfogenéticos de glaciplanación estarían asociados al desarrollo de corrientes anastomosadas y a regímenes fluviales de tipo *braided* (HERNÁNDEZ PACHECO, 1950; MARTÍN ESCORZA, 1977; SANTOS y CASAS, 1980; MARTÍN SERRANO, 1988; etc.).

Climáticamente, existen dudas sobre el tipo de ambiente en el que se desarrollaron, predominando los autores que suponen un clima estacional no necesariamente árido (MISTARDIS, 1950; MOLINA, 1975; etc.), que en las épocas húmedas desborda la capacidad de los canales, lo que, unido a la migración lateral de los mismos, daría lugar a extensos mantos de estos materiales.

En cuanto a la edad de esta unidad, por correlación con las clásicas "rañas" de la Meseta, suponemos que abarca el Plioceno y comienzo del Pleistoceno.

2.2.3. Cuaternario

Se han diferenciado depósitos de terrazas, glacia, encharcamientos, conos de deyección y coluviones.

2.2.3.1. Terrazas (28, 29, 30, 31 y 32). Pleistoceno-Holoceno

Están constituidas por amplios mantos aluviales de los ríos Zapatón y Gévora. Se han diferenciado cinco niveles en el Gévora y cuatro en el Zapatón, cuyas alturas relativas con respecto al fondo de los valles son las siguientes:

- Terraza 1 (32): + 1,5-2 m.
- Terraza 2 (31): + 3-4 m.
- Terraza 3 (30): + 6-8 m.
- Terraza 4 (29): + 8,5-10 m.
- Terraza 5 (28): + 15-20 m.
- La terraza 5 (28) sólo aparece en el río Gévora.

En la cartografía se han representado los fondos de valle recientes conjuntamente con la terraza 1 (32), ya que ambos enlazan en los tramos bajos de los ríos y la composición litológica es muy similar, estando formados por 1-2 m de limos masivos, con hiladas de cantos subangulosos de cuarcita de 10-15 cm.

Los restantes niveles de terrazas se encajan unos respecto a otros en graderío y constituyen depósitos formados por cantos subredondeados de cuarcita, de hasta 20 cm, en una matriz areno-limosa rojiza. Las potencias observadas no exceden de 3 m.

Los niveles de aterrazamiento forman amplias bandas de hasta 2 km de anchura, subparalelas al trazado de los dos ríos, sin que se aprecie ninguna distribución espacial que permita apreciar alguna tendencia en la migración lateral de los ríos en su encajamiento.

El desarrollo de estos aterrazamientos está relacionado con el contraste entre el relieve Precámbrico-Paleozoico y la cuenca terciaria, ya que se produciría una brusca "descompresión" de los valles fluviales principales, al entrar en el dominio de la depresión terciaria. De esta forma se pasa de un flujo confinado a abierto, lo que hace disminuir la competencia de transporte y sedimentar materiales.

La mayor o menor intensidad y velocidad de la incisión vertical está relacionada con la erosionalidad del sustrato (en este caso elevada) y la velocidad de caída del nivel de base regional (río Guadiana), por lo que dada la escasa potencia de los aterrazamientos y el débil encajamiento entre ellos, la migración lateral debió ser mucho más intensa que la incisión vertical, es decir, el río Guadiana (nivel de base regional) debió experimentar un descenso más bien suave a lo largo del Cuaternario.

2.2.3.2. *Limos y barras actuales (33). Holoceno*

Estos materiales se han individualizado en la cartografía como tramo (33) y representan la llanura de inundación subactual y el canal de estiaje, incluyendo las estructuras fluviales activas, como barras, *pointbars*, diques laterales, etc.

Se encuentran entre 0,5 y 1 m, sobre el fondo de los valles.

2.2.3.3. *Glacis (34). Pleistoceno*

Los glacis cuaternarios se encuentran encajados en las rañas y no presentan gran desarrollo, dando lugar a pequeñas rampas ($<2 \text{ km}^2$) que arrancan de las rañas o de relieves terciarios y enlazan con algunos niveles de terrazas fluviales.

No se conoce la potencia exacta de estos depósitos, aunque a partir de los escasos afloramientos localizados, estimamos que no debe ser superior a 2 m.

La formación de los niveles de glacis está relacionada con la paulatina caída del nivel de base regional y con las fluctuaciones climáticas cuaternarias.

La composición es variable dependiendo del área fuente, con algunas hiladas de cantos subangulosos.

Existen en ocasiones grandes laderas cuyas dimensiones, aunque a veces importantes, no permiten considerarlas como glacis y podrían calificarse como "glacis-vertiente". Este es el caso de las laderas desarrolladas al E del Cerro de las Cucharas (SE de la Hoja) y en la vertiente oriental de la raña de la Mesa de Matasanos.

2.2.3.4. *Depósitos de encharcamiento (35). Pleistoceno-Holoceno*

Estos depósitos caracterizan zonas endorreicas como charcas y pequeñas lagunas someras, con diámetros que no suelen superar 200 m. La mayoría tiene carácter estacional.

El área cartografiada se localiza entre la terraza T4 del río Zapatón y la raña de la Mesa de Matasanos, dando una zona deprimida de menos de 2 km de longitud y 300 m de anchura, en la que se distingue un recubrimiento de poco espesor, constituido por limos y arcillas oscuras, de origen probablemente lacustre, que parece corresponder a charcas totalmente colmatadas.

El origen de estas zonas endorreicas está relacionado con la gran planitud de extensas áreas (raña y terrazas fundamentalmente), con la elevada impermeabilidad del sustrato y con el bajo grado de jerarquización e incisión de la red fluvial, pudiendo producirse por una gran variedad de mecanismos, como compactación diferencial en los sedimentos, abandono de canales fluviales en las superficies de aterrazamiento, etc.

2.2.3.5. *Coluviones (36). Holoceno*

Los depósitos coluviales aparecen desarrollados en toda la Hoja y sus características dependen de las del área fuente. Los formados a expensas de depósitos terciarios muestran un alto contenido en arenas, limos y arcillas, con cantos aislados y raramente presentan espesores superior a 1 m.

Los que arrancan de las rañas tienen composición cuarcítica y mayor selección y retrabajo de los clastos.

Los que se alimentan a partir de los relieves paleozoicos pueden llegar a desarrollar depósitos de hasta 2 m de espesor, compuestos por cantos subangulosos de cuarcita y pizarra de hasta 10 cm de diámetro, inmersos en una matriz limo-arenosa ocre. Se trata de depósitos sin ninguna ordenación, aunque en el área de "Casas del Puerto" se ha localizado un depósito aislado y laminado, con características que recuerdan a una acumulación de tipo *gréze litée*.

2.2.3.6. Conos de deyección (37), Holoceno

Están muy poco desarrollados y se restringen a la salida de algunos barrancos, en su llegada a la llanura de inundación del sistema fluvial Zapatón-Gévora.

El cono de mayores dimensiones se localiza al N del Cortijo de Cerros Verdes, instalado sobre la terraza T3 del río Zapatón. Da lugar a formas lobuladas cuyos depósitos, de reducido espesor (<1m), reflejan la litología del área fuente algo retrabajada.

3. TECTÓNICA

La zona objeto de estudio se ubica en el borde sur del sinclinorio de São Mamede-La Codo-sera y coincide con la zona de límite entre las zonas Centro Ibérica y Ossa Morena.

La estructuración más significativa es la de pliegues y cabalgamientos vergentes al norte, que están trastocados por una serie de estructuras tardías.

3.1. DEFORMACIÓN PRECÁMBRICA

El único dato que permite constatar la existencia de una etapa orogénica finiprecámbrica es la existencia en la unidad de Villar del Rey de una discordancia entre materiales precámbricos y los del Cámbrico inferior y que en la base de la secuencia paleozoica aparecen en otros puntos cantos estructurados de los materiales infrayacentes.

A escala regional se acepta la existencia de una Orográfica Cadomiense, con metamorfismo y plutonismo asociado.

3.2. DEFORMACIÓN HERCÍNICA

Durante la orogenia hercínica se produce la estructuración principal de los materiales de la zona y se realiza en una serie de etapas sucesivas, que son:

3.2.1. Primera fase de plegamiento

Es la que origina la deformación más importante y las estructuras mayores más significativas a escala regional.

Da lugar a pliegues apretados o isoclinales, de plano axial próximos a la vertical, tanto simétricos como asimétricos, correspondientes a las clases 1C y 3 de RAMSAY y vergentes al norte.

A escala mesoscópica y microscópica, esta fase origina también una esquistosidad primaria (S_1), generalizada en toda la zona. Se presenta como una esquistosidad de plano axial en relación con los pliegues, manteniendo generalmente un ángulo muy pequeño con la estratificación (S_0), salvo en las zonas de charnela. En los materiales pizarrosos se presenta como una esquistosidad continua de tipo *slaty cleavage*; en los materiales arenosos suele aparecer como una esquistosidad de tipo *rough cleavage* o *rough slaty cleavage*.

Se observan diversas estructuras asociadas a la formación de estos pliegues, como *boudins* y estructuras *pinch and swell* cuando se presentan alternancias de capas competentes e incompetentes.

La inmersión de los ejes de los pliegues es generalmente hacia el E, salvo en el borde occidental de la Hoja, que es hacia el O (Sierra del Lobo). Este cabeceo de los ejes se interpreta como efecto de la tercera fase de deformación.

3.2.2. Cabalgamientos

Con posterioridad a la primera fase de plegamiento, se desarrollan en el área cabalgamientos vergentes al norte, de traza subparalela a los primeros pliegues.

El accidente más importante es el cabalgamiento, que superpone a los materiales precámbricos de la ZOM (Serie Negra), sobre las series paleozoicas del borde sur de la ZCI; otros cabalgamientos menores de igual vergencia y dirección se localizan en el autóctono centroibérico, como el que discurre al norte del Anticlinal de la Sierra del Lobo, que sobremonta materiales ordovícicos sobre otros ordovícico-silúricos.

En el área de estudio, sólo se puede precisar que estos accidentes son posteriores a la primera fase de plegamiento, si bien por datos regionales se sabe que funcionan entre la primera y segunda fase de plegamiento.

3.2.3. Segunda fase de plegamiento

Todos los autores consultados definen en esta área una segunda fase de plegamiento, subcoaxial con la anterior, que generan pliegues reconocidos sólo a escala de afloramiento.

Según dichos autores, la dirección de esta segunda generación de pliegues es N135°E y su plano axial subvertical, y en opinión de CASAS, J. A. *et al.*, (1979), esta fase no produciría una nueva generación de pliegues, sino una acentuación de los ya existentes.

Se ha reconocido una segunda fase de deformación en la sucesión de pizarras y filitas con intercalaciones de calizas que se materializa por una S_2 de crenulación, sin que por el momento se haya detectado ninguna estructura cartográfica imputable a esta fase.

3.2.4. Tercera fase de plegamiento

Con una distribución también local, aparecen en el área estudiada *kink-bands* subverticales y pliegues menores en *zigzag*. Paralelamente a los *kink-bands* se desarrollan crenulaciones e incluso una esquistosidad de crenulación (S_3). Raramente se observan *kink-bands* conjugados; el sistema de *kinks* que se presenta es generalmente dextral.

Tampoco se han observado estructuras mayores producidas por esta fase, aunque sí se ha interpretado como efecto de la misma el cabeceo existente en los ejes de los pliegues de primera fase.

3.2.5. Fracturas

La zona presenta una notable fracturación. Ya se ha hablado de las fallas inversas, longitudinales, posteriores a las estructuras que se originan durante la primera fase de plegamiento.

Por otro lado, tenemos la fractura de Plasencia-Alentejo, que constituye una falla de desgarre sinistral de edad tardihercínica que afecta a todo el SW de la Península. Corta al sinclinorio de São Mamede-La Codosera, produciendo un desplazamiento aparente en la horizontal de unos 3 km y dando lugar a un efecto de arrastre importante en las estructuras.

A lo largo de esta falla aparece instruida una serie de diques de diabasas de edad mesozoica, distintos de los diques diabásicos que siguen la orientación general de las estructuras hercínicas. En relación con esta gran fractura de primer orden, aparecen otras de orden menor, muchas de ellas siguiendo la misma orientación NE-SO.

Otro sistema muy desarrollado en toda esta área es el sistema de desgarres dextrorsos de dirección NNO-SSE, que se ha considerado tradicionalmente como conjugado del anterior, en un marco de compresión aproximado N-S (Sistema de Fracturación Tardihercínica). Recientemente, SANDERSON propone que este sistema se desarrolla en una banda de cizallas sinestras de dirección subparalela a las estructuras.

La deformación asociada a estos sistemas de fallas se produce en condiciones frágiles o semi-frágiles (esta última sólo en la falla de Alentejo-Plasencia).

Un dato llamativo es que los desgarres dextrorsos muestran distinta orientación a uno y otro lado de la falla de Alentejo-Plasencia, con rumbos más próximos a E-O al este de dicho accidente; posiblemente ello se deba a un rejuego alpino de estos accidentes en un marco de compresión próximo a N-S.

3.3. NEOTECTÓNICA

3.3.1. Accidentes neotectónicos

Considerando a la superficie de erosión general de las sierras paleozoicas como de edad finineógena, podemos utilizarla como marcador neotectónico. Para tal fin se han trazado

las isohipsas de la superficie, con una equidistancia de curvas de 10 m. Hemos encontrado así un posible accidente que la deforma, produciendo un escalón; se trata de una falla ("falla de Higüela") que, con dirección N 130°E, hunde la superficie hacia el SO. Esta falla se localiza al norte de la hoja, entre el Arroyo de Valdeborracho y el río Gévora, y hunde la superficie al menos 20 m. Por otro lado, la existencia de una fuente termal (22°C) en las proximidades de la traza de esta falla corrobora el posible rejuego de la misma durante épocas recientes.

El otro marcador morfológico de posibles accidentes neotectónicos es la raña. Para ello hemos trazado las isohipsas con equidistancia de curvas de 10 m. De esta forma vuelve a aparecer la falla de Higüela como responsable de un hundimiento en la raña de más de 40 m hacia el SO. Esta falla se manifiesta en el campo como un escarpe muy continuo de unos 9 km de longitud, aunque sobre el terreno no se ha encontrado ningún punto en el que poder hacer un estudio y caracterización de la misma.

Existe otro posible accidente, perpendicular al anterior y que intersecta con él en su extremo sur, cerca de la frontera con Portugal. Se trata de una falla de dirección N 30°E que desplaza a la raña, hundiéndola unos 10-15 m hacia el O. Un segmento de esta posible falla coincide con el Arroyo de San Juan. Por su dirección y situación, parece ser una falla asociada al accidente de Alentejo-Plasencia. Como en el caso anterior, tampoco se han encontrado afloramientos en los que poder estudiar o caracterizar con más detalle este accidente.

Las dos fallas citadas presentan claras direcciones hercínicas, por lo que parece que se trata de antiguos accidentes hercínicos que han rejugado en la época neotectónica. Dicho rejuego sería compatible con una distensión E-O. Por otro lado, aunque no disponemos de dataciones, sí consideramos que la raña tiene una edad del Villafranquiense, hay que suponer que todas las fallas citadas actuaron durante el Cuaternario.

3.3.2. Anomalías geomorfológicas

Aparte de los escarpes correspondientes a las fallas citadas, el resto de anomalías geomorfológicas conocidas consisten en cauces y valles rectilíneos, de longitudes en general inferiores a los 5 km. Son especialmente abundantes en las proximidades de los dos accidentes reseñados anteriormente (Falla de Higüela y accidente del Arroyo de San Juan), presentando una distribución en abanico: al W de esta zona muestran una dirección NNO-SSE; entre los dos accidentes NNO-SSE, N-S y NE-SO; al SE de esta zona NE-SO. Todas ellas presentan direcciones compatibles con el patrón general de drenaje de la cuenca del río Gévora, por lo que su posible reflejo de estructuras tectónicas debe tomarse como dudoso.

Finalmente, al sur de la Sierra Aguda, casi coincidiendo con el contacto Paleozoico/Terciario, aparece otro conjunto de anomalías geomorfológicas lineales. Dos de ellas presentan una dirección E-O, coincidente con la orientación de dicho contacto. Otras dos muestran una dirección NNO-SSE, que coincide con la dirección dominante de las fracturas hercínicas secundarias en este sector. Nuevamente el posible reflejo neotectónico de estas anomalías ha de considerarse dudoso.

4. PETROLOGÍA

En este apartado se describe, en primer lugar, los caracteres petrológicos de las rocas ígneas presentes en la Hoja, y después se hace una breve exposición de los diversos procesos metamórficos reconocidos.

4.1. ROCAS ÍGNEAS

Dentro de la presente Hoja afloran dos únicos cuerpos intrusivos: el granito de Villar del Rey, que aflora en el borde occidental de la Hoja, y un haz de diques diabásicos, que afloran en su borde septentrional.

4.1.1. Rocas plutónicas

4.1.1.1. *Granito biotítico-hornbléndico con megacristales. Granito de Villar del Rey (1)*

En esta Hoja aflora únicamente la mitad occidental del cuerpo granítico de Villar del Rey, constituido por un granito biotítico hornbléndico con megacristales.

Estas rocas afloran en el cuadrante nororiental de la hoja, por el norte intruye en metasedimentos precámbricos; por el sur y el oeste es recubierto por los sedimentos neógenos y cuaternarios de la cuenca del río Guadiana.

El afloramiento se alarga en dirección E-O, con una forma semielíptica y una extensión de afloramiento de unos 11 km², si bien su extensión debe de ser considerablemente mayor, a tenor de los datos de gravimetría y de magnetometría de que se dispone actualmente (ENRESA, 1990, inédito); según estos datos, las rocas graníticas estarían situadas bajo los sedimentos recientes, a poca profundidad, prolongándose hacia el sur por todo el borde oriental de la hoja.

Desde un punto de vista regional, estas rocas quedan situadas en el eje magmático de Nisa-Alburquerque-Pedroches, más concretamente entre los macizos de Alburquerque y Mérida; pudiendo estar genéticamente relacionadas con el resto de las rocas graníticas del eje, como parecen indicar sus características composicionales y su situación espacial.

Las rocas graníticas se sitúan, desde un punto de vista morfológico, entre dos grandes unidades: las sierras paleozoicas, en general de suaves colinas, que van perdiendo relieve hacia el sur, hasta integrarse en la llanura terciaria. La altitud media del área granítica es de unos 300 m.

Su forma de afloramiento es muy característica, según lanchas y domos métricos situados concéntricamente en las proximidades de los vértices de las colinas que constituyen el paisaje granítico. Mas raramente, y ya en zonas de menos relieve, afloran como canchos y pequeños berrocales. En la base de las colinas, allí donde se encaja la red hídrica, afloran como rocas muy meteorizadas de color rosado, destacando la fuerte oxidación de las biotitas. Donde la roca no aflora, se observa un suelo típico de lehm granítico, donde destaca, sobre el resto de los constituyentes de las rocas graníticas, los grandes fragmentos de los megacristales de feldespato potásico, así como la gran pérdida (lixiviación) de la biotita.

Los granitos biotíticos hornbléndicos con megacristales son rocas de color gris-rosado y grano grueso, en las que resaltan claramente los megacristales de ortosa, que llegan a alcanzar los 10 cm.

Macroscópicamente se trata de rocas porfídicas, con una matriz constituida por cristales idiomorfos, con un tamaño de grano medio a grueso, y megacristales idiomorfos de feldespato potásico de color rosa (ortosa).

Al microscopio tiene una textura hipidiomorfa, porfídica, de grano medio a grueso.

Los minerales principales de esta roca son: cuarzo, que aparece en cristales subidiomorfos y/o xenomorfos y de aspecto globoso.

El feldespato potásico aparece, en la matriz, como cristales idiomorfos, de sección rectangular, y como megacristales, también idiomorfos, con una marcada exfoliación y en ocasiones maclados según la Ley de Carlsbad. Su tamaño es variable, oscilando entre 2 y 10 cm.

La plagioclasa, en forma de cristales idiomorfos o sustituyendo al feldespato potásico en los bordes, presenta zonado oscilatorio acentuado.

La biotita, fundamentalmente intergranular, tiene un tamaño de grano medio a grueso, y aparece además dentro de los cristales de plagioclasa y feldespato potásico.

La hornblenda, de hábito prismático subidiomorfa, tiene fuerte pleocroísmo y aparece como cristales aislados o agregados policristalinos.

Como accesorios se presentan circón, apatito, allanita y opacos.

La roca se encuentra en general bastante fresca, aunque aparecen sericita y clorita como producto de alteración de plagioclasa (núcleos) y biotita, respectivamente.

La única estructura observada en estas rocas corresponde a una fábrica primaria, en ocasiones muy marcada, de dirección variable, definida por la orientación mineralógica de prácticamente todos los constituyentes de la roca, destacando la de los megacristales y las biotitas. En ocasiones se han observado (canteras de Villar del Rey) secciones de "burbujas magmáticas" de dimensiones métricas, originadas durante el ascenso-enfriamiento de la masa ígnea.

Los únicos enclaves encontrados en estas rocas son de tipo tonalítico. Su tamaño varía, desde 3-4 cm a 50 cm de diámetro medio. En ocasiones se observan cristales idiomorfos de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, propios de las rocas graníticas, incluidos en estos enclaves.

El análisis microscópico de una muestra, considerada como representativa de estos enclaves, indica que se trata de una tonalita porfídica biotítico-piroxénico-hornbléndica, de grano muy fino y textura hipidiomórfica fluidal.

Las manifestaciones filonianas son escasas y se sitúan fundamentalmente en los bordes del granito. Son de composición ácida (cuarzo, aplitas y en menor proporción micrograníticas).

Se ha reconocido un pequeño afloramiento dentro del granito y próximo a su contacto N y al O del río Zapatón (no cartografiables) de una roca cuyo estudio microscópico indica que se trata de una aplita biotítica. Su textura es panxenomórfica fina, heterométrica y bandeada. El bandeo es debido a la variación granulométrica de muy fina a fina.

Los constituyentes fundamentales son cuarzo, plagioclasa (albita), feldespato potásico y biotita.

La plagioclasa es xenomórfica y muestra esporádicas texturas mirmequíticas. El feldespato potásico, también xenomórfico, es ligeramente perítico.

La biotita es el único ferromagnesiano presente; se encuentra en pequeños cristales de intensa coloración parda, llegando a alcanzar aproximadamente un 5% del total de la roca.

Se trata de una roca muy fresca en la que sólo se puede citar, de forma muy puntual, una incipiente argilitización de la plagioclasa.

Como minerales accesorios contiene opacos, esfena y cuarzo.

En el granito de Villar del Rey la ausencia de deformación dúctil tectónica indica que el momento de emplazamiento de estos granitos fue con posterioridad a la última fase de deformación dúctil hercínica; serían, pues, granitos postcinemáticos con respecto a esta fase.

Con posterioridad, este granito se ve afectado por al menos una fase de fracturación, produciendo en el mismo una malla de fracturas, con una densidad media y de dirección variable y buzamiento subvertical.

4.1.1.2. Consideraciones petrológico-geoquímicas

Se han tomado dos muestras de las que se han analizado 39 elementos. El listado de los principales elementos se incluye en el cuadro 4.1.

El tratamiento geoquímico con tan bajo número de muestras invalida la utilización de diagramas, sin embargo los contenidos son suficientemente homogéneos entre sí y representativos de lo que es la facies mayoritaria de este macizo.

Los contenidos de SiO_2 son relativamente bajos y en torno al 68%.

El Al_2O_3 (15%) y los elementos de filiación básica (FeO , MgO , TiO_2) presentan contenidos moderados.

Cuadro 4.1. Análisis químico de muestras del Macizo de Villar del Rey

Muestras	9091	9092
X:	684.380	685.400
Y:	4.331.740	4.331.710
%		
SiO ₂	68,84	67,64
Al ₂ O ₃	14,50	15,40
FeO T	3,54	3,31
MgO	1,08	0,98
CaO	2,42	2,31
Na ₂ O	3,46	3,62
K ₂ O	3,89	3,91
MnO	0,07	0,07
TiO ₂	0,58	0,54
P ₂ O ₅	0,17	0,17
H ₂ O	0,13	0,18
TOTAL ppm.	98,68	98,13
Li	66	64
Be	4	4
Rb	190	190
Sr	193	207
Y	21	21
Zr	200	217
Ba	482	529
As	14	15
Nb	32	31
Ta	2,5	2,5
Ce	88	100
La	47	56

Por otro lado, la relación $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ es baja, lo que, unido a los contenidos del resto de los elementos mayores, permite encuadrar estas dos muestras en un quimismo alcalino, propio de rocas granítico-adamellíticas, coherente con la definición petrológica de este cuerpo perteneciente al eje magmático Nisa-Alburquerque-Pedroches.

Respecto a elementos evolucionados, los valores son relativamente bajos, excepto en Ce, W y La, destacando la aparición de Co, Ni, Cr posible en unas rocas que con las características expuestas presentan una naturaleza intermedia, sin que el número de muestras permita definir una serie evolutiva, siendo la composición bastante homogénea y compatible con la clasificación petrológica (granito biotítico) del macizo estudiado.

4.1.2. Rocas filonianas

4.1.2.1. Diques de Diabasas (2)

En el borde norte de la Hoja, e intruyendo en la sucesión de pizarras y filitas con intercalaciones de calizas, aparecen unos diques de composición básica, que se disponen subparalelos a las estructuras.

Se trata de rocas compactas de color oscuro, alterables, con típica disyunción en bolas. Al microscopio presentan textura ofítica, y están compuestas por plagioclasa (labradorita) y piroxeno (augita diopsídica), siendo importante el contenido de las mismas en opacos. Presentan una fuerte alteración con saussuritización y uralitización de plagioclasa y piroxenos.

La génesis de estas rocas diabásicas no está por el momento resuelta y persisten dudas respecto a sus relaciones espacio-temporales con los materiales circundantes. Es llamativo el hecho de que se asocien invariablemente a la sucesión de pizarras y filitas, y más todavía su aparente relación espacial con los niveles carbonatados que afloran a techo de la misma. Estos datos por sí solos apuntan hacia un origen volcánico para este tipo de rocas, y en este orden de ideas, GUMIEL, P. (1976), explica últimamente el origen de la mina de S. Antonio en la Hoja de Alburquerque, al que atribuye un origen volcánico exhalativo de edad intra-devónica.

Sin embargo, estas rocas producen metamorfismo de contacto en el encajante. Además, las blastesis estáticas así producidas engloban una S_1 tectónica previa (S_1) y está afectada por otra posterior (S_2), lo que indica que son rocas intrusivas intercinemáticas. Por su morfología, es muy posible que se trate de intrusiones de tipo lopólitico.

4.1.2.2. Dique Alentejo-Plasencia (3)

Se trata de un dique de composición básica (ofíticos y/o diabásicos) muy similar *de visu* al de los diques de diabasas, pero que por estar ligado a la gran zona de cizalla de Alentejo-Plasencia se ha individualizado de los anteriores.

Al microscopio resulta diferente de los diques de diabasas, ya que en este caso no se producen alteraciones deutéricas de baja temperatura y/o metamórficas; asimismo, la textura es ofítica y de tamaño de grano mayor.

Su dirección es aproximadamente N° 45 E y aflora en el sector central de la Hoja y es de edad mesozoica.

4.2. METAMORFISMO

4.2.1. Metamorfismo regional

Se aborda en este apartado el estudio de las paragénesis de metamorfismo regional, conocidas en los distintos materiales que afloran en la Hoja.

Las paragénesis metamórficas observadas en la Unidad de São Mamede-La Codosera-Puebla de Obando son:

- En las arcosas y rocas piroclásticas, cuarcitas (cuarcita armoricana) y pizarras negras (13, 15 y 16):
 - Cuarzo-moscovita-clorita.
 - Cuarzo-moscovita.
- En las areniscas y pizarras con cuarcitas (17):
 - Cuarzo-sericita-cloritoide.
 - Cuarzo-moscovita-clorita.
- En las pizarras, filitas y calizas, y en las pizarras y cuarcitas ferruginosas (19 y 21):
 - Calcita-mica blanca (en calizas).
 - Cuarzo-sericita-clorita.

En la Unidad de Villar del Rey, las paragénesis reconocidas son:

- En los esquistos y pizarras con intercalaciones de cuarcitas negras, calizas y conglomerados:
 - Calcita-dolomita-cuarzo (calizas dolomíticas impuras).
 - Actinolita-cuarzo (pizarra carbonatada).
 - Cuarzo-moscovita-biotita (en detríticos y ortonéis).
- En las arcosas y pizarras:
 - Cuarzo-sericita.
 - Cuarzo-moscovita-clorita.
- En los mármoles y pizarras:
 - Cuarzo-dolomita.

En definitiva, las paragénesis de metamorfismo regional reconocidas en el área de estudio son todas pertenecientes al grado bajo o muy bajo, alcanzándose la isograda de la biotita sólo en la sucesión precámbrica de la Unidad de Villar del Rey.

4.2.2. Metamorfismo de contacto

La aureola de metamorfismo de contacto se extiende hasta 300 o 400 m del contacto del cuerpo ígneo de Villar del Rey.

En las rocas de naturaleza pelítica, en las zonas más alejadas, los efectos del metamorfismo de contacto comienzan exclusivamente con la blastesis de biotita (facies de las corneanas de albíta-epidota). Esta fase mineral se halla en agregados muy pequeños, formados por minúsculos blastos o más raramente en microporfidoblastos. La textura original y la mayor parte de la paragénesis de metamorfismo regional se conservan intactas.

A medida que nos aproximamos al contacto empiezan a parecer texturas mosqueadas y corneánicas. Simultáneamente se forman porfidoblastos de andalucita y/o cordierita. Estos componentes, en las muestras estudiadas, no ha sido posible identificarlos en estado fresco; sus productos de alteración son micas, micro y criptocristalinas.

La paragénesis de metamorfismo de contacto es de biotita + cuarzo \pm cordierita y/o andalucita ("facies de las corneanas hornbléndicas").

Puntualmente, en la zona inmediatamente adyacente al intrusivo y en el enclave situado en el área N del mismo, desaparece la moscovita primaria. Son rocas corneánicas pertenecientes a la facies de las corneanas piroxénicas. Están constituidas por cuarzo, feldespato K y plagioclasa granoblásticos, con bordes poligonales. También contienen biotita y porfidoblastos de posible cordierita.

Los minerales de contacto crecen sobre la única esquistosidad observable, que acompaña al metamorfismo regional. A menudo se dispone miméticamente siguiendo el bandeoado composicional, heredado de la roca original.

Los porfiroblastos de cordierita y/o andalucita se encuentran también englobados por la esquistosidad. Son poiquilíticos e incluyen cuarzo y biotita. Su tamaño puede alcanzar hasta 5 mm.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La zona de estudio se encuentra ubicada en la cuenca del Guadiana, dentro de la comarca de las "Vegas Bajas", localizándose en su extremo NW. Está limitada al norte por las Sierras de

Carrancosa (al NW) y por la Sierra Aguda (al sur de la Sierra de San Pedro), y al sur y SE por la llanura aluvial del río Guadiana. Climáticamente, muestra un carácter mediterráneo subtropical, con una pluviometría media anual de unos 600 mm y una temperatura media de 16°C.

Las Sierras de Carrancosa y Aguada forman una alineación montañosa de dirección E-W, que aparece en el borde N de la hoja. Sus mayores alturas se encuentran en la mitad oriental (Monte Aguda, 414 m; Bragao, 409 m). La cota de las sierras va disminuyendo hacia el oeste. El resto de la hoja corresponde a la Depresión del Guadiana, en la que destaca una serie de lomas y valles con topografía suavizada y descendentes hacia el sur. Los pequeños relieves alomados apenas superan los 300 m de altura. Los puntos más bajos (180 m) corresponden a los valles de los ríos Gévora y Zapatón, en el extremo meridional de la Hoja.

Estos dos ríos constituyen las arterias fluviales más importantes del área. El río Zapatón, procedente de la Sierra de San Pedro, entra en la hoja por su extremo NE, atravesándola con una dirección NNE-SSW. Desarrolla un amplio valle fluvial, de más de 2 km de anchura. El río Gévora entra, en la Hoja por la parte norte, y tras un tramo rectilíneo de dirección N-S por territorio español, penetra en territorio portugués, tomando una dirección NW-SE, para confluir finalmente con el río Zapatón, en el extremo SE de la Hoja, nuevamente en territorio español. Su valle presenta una anchura de más de 5 km en sus tramos más bajos.

5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

5.2.1. Estudio morfoestructural

La Hoja se sitúa en el límite entre la Depresión del Guadiana, caracterizada por presentar un modelado en mesas, plataformas y valles fluviales, y las alineaciones montañosas cuarcíticas y graníticas de su borde norte. Esto permite diferenciar dos dominios muy diferentes y contrastados dentro de la Hoja.

5.2.1.1. *Las sierras paleozoicas*

La gran proliferación de fallas y fracturas que afectan a la serie precámbrica-paleozoica de la Hoja hace que alternen los afloramientos de rocas resistentes (cuarcitas, conglomerados) y los de rocas más débiles (arcosas, esquistos, pizarras y filitas), de edades y caracteres litológicos muy contrastados. Su estructuración tectónica es también muy variada, aunque en general dominan los buzamientos verticales o subverticales. De este modo, la erosión selectiva individualiza áreas elevadas, constituidas por pequeñas alineaciones cuarcíticas y otras más deprimidas excavadas en pizarras y filitas.

El grado de incisión en estas sierras es considerable, de modo que el modelado dominante en ellas es de tipo estructural. Así, los elementos morfológicos más comunes son las crestas, barras y *hog-backs*, con el desarrollo de algunas cuevas allí donde disminuye el buzamiento

de las capas resistentes. Las dimensiones de las crestas y barras están directamente relacionadas con la resistencia relativa a la erosión.

Otro elemento morfológico destacable es la existencia de una superficie de erosión degradada, algo desarrollada en la mitad occidental de la Hoja. Su altura oscila entre los 250 y 280 m, disminuyendo su cota suavemente hacia el SW (cuenca del Guadiana); en el extremo NE de la Hoja aparecen nuevos retazos de esta superficie, que continuándose hacia el E (Hoja de Villar del Rey n.º 751), desciende en cota hacia el S.

5.2.1.2. La depresión terciaria

A pesar de mostrar un relieve mucho menos enérgico, en este dominio existe una mayor diversidad morfológica. El afloramiento granítico de Villar del Rey (extremo E de la hoja), los altos glacis culminantes (rañas), los relieves elaborados sobre materiales terciarios y los valles fluviales encajados en ellos constituyen subdominios con características morfológicas propias.

Los afloramientos de granito se localizan en el borde N de la cuenca del Guadiana. Se trata de un área de unos 12 km², situada al SW de Villar del Rey. En ella el granito se encuentra meteorizado en mayor o menor grado. El lehm granítico resultante de esta alteración presenta una gran susceptibilidad a la erosión, por lo que el modelado resultante es de tipo fluvial, a base de redes de barrancos muy densas, con incipiente acarcavamiento, que individualizan estrechas aristas en las que destacan algunas mesoformas propias de afloramientos de granito algo más fresco (lomos de ballena, lanchas...).

El modelado en materiales terciarios:

- La estructura tabular de la serie terciaria da lugar a un modelado en mesas y plataformas. El carácter detrítico fino de la serie (arcosas, limos y arcillas, fundamentalmente) lleva a una degradación generalizada de los relieves tabulares, de modo que son muy escasas las cornisas o escarpes bordeando estas formas. La regularización generalizada y una degradación sucesivamente mayor de las plataformas sobre materiales arcillosos lleva al desarrollo de relieves alomados muy suaves, de difícil cartografía.
- Los glacis culminantes constituyen las divisorias de los valles fluviales mayores. Se trata de abanicos de probable edad del Plio-Pleistoceno, modelado en glacis y correlacionables con las "rañas" clásicas de la Meseta. Se presentan como amplias plataformas conglomeráticas culminantes con una suave pendiente hacia el S del 0,8-2%. Estos abanicos fosilizan a la serie terciaria, aunque dado que disminuyen de cota hacia el S, en algún punto de la mitad meridional de la Hoja llegan a situarse por debajo de alguna plataforma terciaria, arrancando de ella parcialmente.
- Los valles fluviales se encajan en todas las formas anteriormente citadas. Los dos valles principales señalados al principio del apartado (Zapadón y Gévora) desarrollan grandes sistemas de terrazas encajadas en graderío y de poco espesor. Algunas de estas terra-

zas forman replanos extensos, sobre los que aparecen otras formas secundarias, tales como canales abandonados, crevasses, *oxbow-lakes*, charcas, etc. Los dos ríos responsables de estos niveles de aluvionamiento constituyen los ejes de los valles, encajándose débilmente en sus propias terrazas y desarrollando amplias llanuras de inundación, sobre todo en sus tramos bajos. El tránsito de los valles a los relieves circundantes (rañas o plataformas en terciario) se realiza mediante laderas tendidas y de gran desarrollo.

En resumen, el modelado general de este sector responde a diferencias litológicas contrastadas. Una incisión fluvial de cierto desarrollo ha individualizado un área montañosa formada por series cuarcítico-pizarrosas paleozoicas y un área más deprimida y de suave relieve formada por las series areno-limosas de la depresión terciaria del Guadiana, sobre la que se han instalado amplios valles fluviales. La dinámica fluvial ha sido, pues, la responsable del modelado en una zona donde la altitud, el tipo de clima y la litología no favorecen el desarrollo de otros agentes morfogenéticos exógenos distintos de los propiamente fluviales.

5.2.2. Estudio del modelado

A continuación expondremos las características generales de los principales tipos de modelados observables en el área. Distinguiremos formas debidas a procesos poligénicos, fluviales, endorreicos y de laderas.

5.2.2.1. Formas poligénicas

Incluimos aquí todas aquellas formas generadas por más de un proceso morfogenético y con implicación areal más o menos importante: superficies de erosión y glacis.

— Superficies de erosión

Existe una superficie de erosión desarrollada al SE de la Sierra de Carrancosa que, arrancando de dicha sierra, desciende hacia el SE desde los 280 hasta los 250 m. Todos los relieves cuarcíticos situados en el borde norte de la Hoja constituyen relieves residuales con respecto a esta superficie. Los materiales afectados son, fundamentalmente, esquistos, pizarras y filitas precámbricas, aflorantes en el extremo oeste de la Hoja. Otros restos de esta misma superficie aparecen al este de Sierra Aguda, afectando a las pizarras y filitas del Sinclinorio de São Mamede-La Codosera, a una cota de 280-300 m. Estos arrasamientos se continúan hacia el este en la vecina Hoja de Villar del Rey (n.º 751).

Dicha superficie está fosilizada por la raña en el sector de la Serra da Pedro Torres (al S-SE de la Sierra de Carrancosa), por lo que su edad podría situarse hacia finales del Neógeno. Se localiza otro arrasamiento en los Riscos de la Higüela (al E del río Gévora), que constituye la continuación de la base de la raña. Se trataría de un *pediment* erosivo de cabecera de estos abanicos, a una cota de unos 300 m de altura. La ubicación, desarrollo y relación

topográfica de este arrasamiento con la superficie de la Serra da Pedro Torre nos llevan a concluir que se trata de dos superficies distintas, una neógena (y fosilizada por la raña) y otra probablemente villafranquiense (más alta y correlativa con la raña). Esta circunstancia ha sido ya citada por otros autores en otros puntos de la cuenca (RODRÍGUEZ VIDAL *et al.*, 1988).

El carácter neógeno de la superficie de erosión principal del sector extremeño ha sido citado en la bibliografía en numerosas ocasiones (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1946; DÍEZ DEL OLMO y GUTIÉRREZ, 1983; GÓMEZ AMELIA; 1985; etc.).

— Glacis

Distinguimos dos conjuntos de glacis bien diferenciados: rañas y glacis cuaternarios.

Las rañas forman replanos culminantes que constituyen las divisorias principales de los ríos mayores de la cuenca. En esta Hoja presentan pendientes entre 0,5% y 1% hacia el sur, arrancando de las sierras paleozoicas del borde norte.

En cuanto a la génesis de estas formas y depósitos, diversos autores señalan un posible origen tectónico por movimientos verticales de bloques y hundimiento relativo de la cuenca del Guadiana, de modo que las rañas constituirían abanicos y depósitos de piedemonte desencadenados por estos movimientos. Los mecanismos morfogenéticos asociados al desarrollo de corrientes anastomosadas y a regímenes fluviales de tipo *braided* (HERNÁNDEZ PACHECO, 1949; MARTÍN ESCORZA, 1977, SANTOS y CASAS, 1980; MARTÍN-SERRANO, 1988; MARTÍN-SERRANO y MOLINA, 1989; etc.).

Climáticamente existen dudas sobre el tipo de ambiente en el que se desarrollaron. Algunos autores (MOLINA, 1975; MARTÍN-SERRANO y MOLINA, 1989) suponen un clima estacional no necesariamente árido. En cuanto a su edad, prácticamente todos los autores coinciden en asignarle una edad villafranquiense o pliocuaternario.

Los glacis cuaternarios, encajados en las rañas, no presentan un gran desarrollo. Normalmente se trata de pequeñas rampas ($<2 \text{ km}^2$) que, arrancando de relieves terciarios o de rañas, van a enlazar con niveles de terrazas fluviales de algunos de los ríos más importantes del área. En la Hoja de estudio, con pendientes algo superiores al 1%, enlazan con los correspondientes niveles de terrazas T4 y T5 del río Gévora por su margen izquierda. En el valle del río Zapatón no aparecen glacis cuaternarios. Otros glacis colgados se observan en el interior de las sierras paleozoicas.

La elaboración de los sucesivos niveles de glacis está directamente relacionada con la caída paulatina del nivel de base regional (fruto de la progresiva incisión cuaternaria del río Guadiana en los depósitos terciarios de la depresión) y con las fluctuaciones climáticas cuaternarias. Durante el Holoceno, la existencia de un relieve muy incidido y accidentado no ha favorecido el desarrollo de niveles de glacis recientes, sino más bien grandes laderas cuyas dimensiones, aunque a veces importantes, no permiten considerarlas como glacis. Estas grandes laderas, que podrían ser calificadas como "glacis-vertiente", aparecen especialmente desarrolladas al

E del Cerro de la Cucharas (extremo SE de la hoja) y en la vertiente oriental de la raña de la Mesa de Matasanos.

5.2.2.2. *Formas aluviales*

En cierto modo pueden considerarse como las más abundantes del área. Dada su complejidad, podemos dividir las en dos grupos: formas erosivas y formas acumulativas.

— **Formas erosivas**

La incisión fluvial en el área presenta patrones típicamente dendríticos y su intensidad varía mucho de unas zonas a otras. Como ya hemos indicado anteriormente, las zonas con un mayor desarrollo de la incisión fluvial corresponden a los afloramientos graníticos, en los que el grado de alteración ha controlado la mayor o menor susceptibilidad a la erosión de estos materiales. Así, al O de Villar del Rey aparece un área muy incidida, con la formación de incipientes campos de cárcavas.

En el dominio de las sierras paleozoicas el grado de incisión es alto, aunque sin llegar a los extremos de los afloramientos graníticos. Se trata de valles no muy profundos, en una red de cierta densidad. Por último, en el dominio de la cuenca terciaria, la densidad de la red de drenaje es mucho más baja. La excavación de las arterias fluviales en el nivel culminante de las rañas tampoco ha sido importante, en general inferior a los 50 m. Existe una gran proliferación de valles de fondo plano en los que la red actual de barrancos apenas se ha encajado.

— **Formas acumulativas**

Aquí se incluyen los sistemas de terrazas de los ríos Zapatón y Gévora, así como los rellenos de los fondos de valle.

En cuanto a los niveles de aluvionamiento cuaternario, se reconocen cinco niveles de terrazas para el río Gévora y cuatro para el río Zapatón. Las alturas relativas (en m) de los niveles con respecto a los ríos son los siguientes: T0: +0,5-1 m; T1: +1,5-2 m; T2: +3-4 m; T3: +6-8 m; T4: +8,5-10 m; T5 (sólo para el Gévora): + 15 -20 m. Como vemos, el encajamiento de unos niveles en otros ha sido muy pequeño en todos los valles, en general no superior a 4 m. Se trata de niveles de gran extensión lateral, formando amplias bandas de hasta 2 km de anchura, subparalelas al trazado de los dos ríos y encajadas en graderío. Por otro lado, la distribución espacial de los niveles no muestra un sentido preferencial de migración lateral de los ríos en su encajamiento.

El río Zapatón muestra un extenso nivel T4, en parte compartido con el río Gévora cerca de la confluencia entre ambos. Los niveles T2 y T1 presentan también un gran desarrollo. El río Gévora muestra en territorio español un amplio nivel T4; el nivel T5 forma una gran plataforma en su margen derecha, en el extremo sur de la Hoja; finalmente, el nivel T2 desarrolla un amplio replano en la margen izquierda, cerca de la confluencia con el Zapatón.

Hay que destacar que los amplios aterrazamientos aparecen exclusivamente en el dominio de la cuenca terciaria. No se observa ningún tipo de terraza en el dominio de las sierras paleozoicas, donde a veces los canales fluviales principales se encuentran encajados en angostos valles (que llegan a formar incluso pequeñas gargantas). El desarrollo de amplios aterrazamientos una vez dentro de la cuenca terciaria está relacionado con el contraste entre un relieve estructural más o menos enérgico (sierras paleozoicas) y una cuenca con rocas blandas (arenas, limos y arcillas) cuya excavación no ofrece resistencia. Se produciría así una brusca "descompresión" de los valles fluviales principales al entrar en el dominio de la depresión terciaria. El paso de un flujo confinado a un flujo abierto, sin límites laterales, llevaría consigo una disminución en su competencia de transporte, con el consiguiente depósito de sedimentos.

Por otro lado, la velocidad e intensidad de la incisión vertical es función de la erosionabilidad del sustrato (en este caso alta) y de la velocidad de caída del nivel de base regional. Si éste (en nuestro caso el río Guadiana) ha experimentado un descenso más bien suave a lo largo del Cuaternario, el resultado será la tendencia a la migración lateral de los ríos afluentes (y también del propio Guadiana), mucho más intensa que la incisión vertical. Como consecuencia se formarán amplios mantos de aluvionamiento, de escasa potencia y débilmente encajados unos en otros.

Finalmente, el régimen actual de los ríos principales parece responder a un modelo de tipo *braided*, sobre todo en los tramos más bajos. La pendiente de los canales es muy baja, en torno al 1,5%.

En cuanto a los valles de fondo plano, existen algunos tributarios del río Gévora por el norte que alcanzan un gran desarrollo, como es el caso de los arroyos de Zangallón, de San Juan y de Valdeborracho. Forman valles de hasta 500 m de anchura, en cuyo relleno limoso se ha encajado débilmente la red fluvial, formando canales entrelazados.

5.2.2.3. *Formas endorreicas*

Las únicas formas endorreicas existentes son las charcas y pequeñas lagunas someras, cuyos diámetros no exceden en general los 200 m. Sin embargo, aunque su tamaño es pequeño, su número a veces es alto en algunas zonas. Hemos contabilizado más de 60 lagunas ubicadas sobre las superficies de terrazas en territorio español. La mayoría de ellas tienen carácter estacional. Su origen está relacionado con la gran horizontalidad de ciertas áreas extensas (superficies de rañas y de terrazas, principalmente), con la alta impermeabilidad del sustrato (arcillolimoso en la mayoría de los casos) y con el relativamente bajo grado de jerarquización e incisión de la red fluvial que drena el dominio de la cuenca terciaria. Los mecanismos de generación de depresiones pueden ser variados:

- Compactación diferencial en sedimentos de rañas y terrazas.
- Abandono de canales fluviales en las superficies de las terrazas, formación de *oxbow-lakes*, etc.
- Remoción y compactación local del sedimento por la actividad del ganado.

Este último mecanismo (ya descrito por REEVES, 1968) ha podido ser especialmente importante en la generación de pequeñas charcas, muy comunes en las amplias áreas de dehesas existentes en la zona.

Entre el río Zapatón y la raña de la Mesa de Matasanos aparece una zona endorreica de unos 2 km de longitud y unos 300 m de anchura. Está limitada al oeste por las amplias laderas que arrancan de la raña; al este, unas suaves lomas formadas por materiales terciarios constituyen su borde oriental. En esta zona se distingue un débil recubrimiento de limos y arcillas oscuras, de origen probablemente lacustre, como reflejo de la existencia de antiguas charcas hoy totalmente colmatadas. El origen de esta zona endorreica creemos que está relacionado con un antiguo brazo del río Zapatón, que debió ocupar este sector durante el depósito del nivel T4; su abandono dejaría una zona alargada con amplios encharcamientos, aislada del resto de la terraza por un residual de materiales terciarios.

En cuanto a la edad del endorreísmo, creemos que éste debió de iniciarse tras el depósito de los mantos de raña (ya que todas las lagunas se instalan sobre superficies más modernas), siendo persistente hasta nuestros días.

5.2.2.4. *Laderas*

Aunque las laderas muestran un gran desarrollo en toda la Hoja, es en el dominio de la depresión terciaria donde adquieren mayor importancia.

En el dominio de las sierras paleozoicas no se observan acumulaciones importantes de vertientes. Los procesos de regularización no han sido especialmente efectivos. Sin embargo, en el sector de "Casas del Puerto" (carretera de Alburquerque) hemos observado el desarrollo local de depósitos de ladera de hasta 2 m de potencia. Se trata de un coluvión situado al pie de un afloramiento de cuarcita armoricana, compuesto por limos y cantos angulosos ordenados en niveles inclinados en el sentido de la pendiente. Su desarrollo es muy local. Su altitud (unos 300 m) nos hace dudar de un posible origen periglaciario (*grééze litée*). Lógicamente, de tener un origen periglaciario, debe de tratarse de un depósito cuaternario acumulado bajo unas condiciones de temperatura diferentes a las actuales.

En el dominio de la cuenca terciaria del Guadiana, las laderas muestran, lógicamente, mayor extensión y menor pendiente. La regularización pasa a ser generalizada, como consecuencia de los escasos contrastes de relieve y del fácil transporte de los sedimentos aflorantes. Sin embargo, aunque no se han encontrado buenos afloramientos, parece que las potencias de los depósitos coluviales son pequeñas, en general inferiores a 1 m.

5.3. LAS FORMACIONES SUPERFICIALES

En el mapa geomorfológico se ha incluido un conjunto de depósitos, con morfología conservada, que no tienen representación en el mapa geológico por motivos de simplificación y esquematización. Normalmente, se trata de pequeños recubrimientos que no superan los 1-

1,5 m de potencia. Aunque sus caracteres son del todo análogos a los descritos en el de estratigrafía, en el presente apartado haremos un repaso somero a su tipología y desarrollo, incluyendo algunos que no han tenido cabida en los apartados anteriores.

5.3.1. Alteritas

Son muy escasas en la Hoja. Las únicas conservadas corresponden a lehm granítico. Sin embargo, podemos hacer algunas observaciones de interés. En primer lugar, el grado de alteración influye directamente en las meso y microformas observables en el granito. Así, en las zonas más alteradas, los afloramientos graníticos muestran morfologías típicas en lomos de ballena, mientras que en otras zonas menos alteradas (o donde el hipotético perfil de alteración ha sido dismantelado) el modelado dominante es el berrocal, con pequeños relieves acastillados, bolos, etc. En estos últimos sectores se aprecian algunas microformas de alteración, como son las gnammas (sobre superficies planas y con dimensiones de hasta 0,5 m de diámetro y profundidades de escasos centímetros) y las descamaciones. En cualquier caso, estas morfologías no son muy comunes. Hay que tener en cuenta por otro lado que los afloramientos graníticos han sufrido un proceso continuado de erosión e incisión a lo largo de todo el Cuaternario, que ha dismantelado un hipotético perfil de alteración antiguo. Tan sólo hemos encontrado un perfil de este tipo conservado bajo un manto de raña en la vecina Hoja de Villar del Rey (n.º 751).

5.3.2. Depósitos de origen fluvial

Poco cabe añadir a lo ya descrito sobre los amplios mantos aluviales que tapizan los fondos de los valles principales. La composición litológica de estos depósitos varía, como ya se ha indicado anteriormente, desde gravas hasta limos masivos. Las potencias mayores corresponden a los niveles más altos (T4 y T5), no excediendo en ningún caso los 3 m.

Mención aparte merecen los numerosos rellenos de fondo de valle. Su distribución ha sido cartografiada de forma pormenorizada en el mapa geomorfológico. las potencias de estos rellenos no suelen superar los 1-1,5 m. Su composición litológica suele consistir en limos masivos con hiladas de cantos subangulosos, variando la naturaleza de los cantos y el contenido de limos en función del área fuente. Lógicamente, el desarrollo y amplitud de estos rellenos es mayor en el dominio de la cuenca terciaria. En cuanto a su origen, se cree que confluyen procesos de arrastre fluvial, aporte lateral de las laderas e incluso posibles procesos de transporte eólico.

5.3.3. Depósitos de piedemonte, coluviales y suelos

La potencia y características de los glaciares y depósitos de laderas existentes en la zona han sido ya descritos con anterioridad. Existe lógicamente una dependencia total del tipo de área fuente. Así, los glaciares y coluviales que arrancan de las sierras paleozoicas están compuestos por cantos subangulosos de cuarcita y pizarra, generalmente empastados en una matriz arenoso-

limosa. Los que arrancan de depósitos de raña presentan una mayor selección y retrabajo de los clastos; los que se alimentan de depósitos terciarios muestran un alto contenido en arenas, limos y arcillas. La potencia de los depósitos de ladera pueden variar lateralmente de forma significativa, cosa que no ocurre con los glaciares (o al menos su variación lateral es menor).

Sin duda, los depósitos coluviales constituyen los recubrimientos más importantes en el dominio de la cuenca terciaria. Su potencia suele ser pequeña (inferior en general a 1 m) y a veces constituyen finos recubrimientos edáficos que tapizan otras unidades más antiguas (superficies estructurales, fundamentalmente) de litología semejante, por lo que su discriminación en el campo es a veces muy difícil. En algunos perfiles de coluviones desarrollados sobre materiales pizarrosos paleozoicos pueden diferenciarse algunos horizontes de origen edáfico, tales como niveles basales de rubefacción, etc.

5.3.4. Depósitos lacustres

En la mayoría de las ocasiones se restringen a los fondos de las charcas y lagunas actuales. Se trata en general de limos y arcillas con abundante materia orgánica (fruto de la acumulación de lechos algales y otros restos de hidrofitas). Por falta de datos, desconocemos la potencia que pueden llegar a alcanzar estas formaciones, pero pensamos que no debe de exceder de 1,5-2 m, ya que las dimensiones y la génesis de las charcas observables hoy día no permiten suponer la existencia de acumulaciones lacustres importantes.

5.4. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

El elemento morfológico más antiguo reconocible de la Hoja es la superficie de erosión general de las sierras paleozoicas. Un posible episodio tectónico de probable edad del Mioceno inferior o medio dio lugar a la creación de la cuenca lacustre del Guadiana. Durante el Neógeno fue produciéndose el relleno de la cuenca, a la vez que en las sierras se iba modelando la superficie de erosión general, mejor desarrollada en los materiales más lábiles. Durante esta época ya existía un perfil de alteración importante afectando a todos los materiales aflorantes (sobre todo al granito), el cual pudo acentuarse durante el Neógeno.

En el Plioceno tuvo lugar una interrupción del relleno de la cuenca que provocó el desarrollo de amplios mantos aluviales (rañas). Esta interrupción pudo ser tectónica o climática. En algunos puntos de la cuenca se observa cómo la raña se encaja en los depósitos lacustres culminantes neógenos, por lo que deducimos que la acumulación de los mantos de raña fue posterior al inicio del exorreísmo de la cuenca hacia el Atlántico. Suponemos que este cambio en las condiciones de la cuenca fue de tipo tectónico, tal y como han señalado ya otros autores.

Iniciado el Cuaternario, la red fluvial pasó a jerarquizarse, dando lugar al río Guadiana y a su sistema de afluentes, que comenzaron el proceso general de incisión y vaciado de la cuenca. Durante el Cuaternario antiguo tuvo lugar un episodio tectónico distensivo que desniveló a la raña y a la superficie de erosión.

Posteriormente, a lo largo de todo el Cuaternario, la progresiva incisión fluvial ha llevado a la generación de un modelado de tipo estructural en toda la zona, en el que los contrastes litológicos han sido determinantes. Esta incisión no ha sido continua, sino que se ha producido de forma intermitente, alternando episodios de estabilización de los cauces (con el desarrollo de mantos aluviales de glaciares y terrazas) con otros de erosión e incisión. Esta situación se ha mantenido hasta el Holoceno. En tiempos probablemente históricos se ha producido una regularización general de las vertientes, con la formación de depósitos de ladera. Actualmente domina la erosión en las laderas y valles fluviales.

5.5. PROCESOS ACTUALES

Como ya hemos indicado con anterioridad, el carácter climático de la zona de estudio hace que los procesos fluviales sean los más importantes en lo que a morfogénesis se refiere.

La altura de las cumbres de las sierras apenas supera los 400 m, por lo que no es probable que en la actualidad se den procesos de tipo periglaciario. De hecho, en ninguna de las sierras hemos observado *creep* ni fenómenos de solifluxión. Incluso los depósitos de vertiente en las sierras tienen poca entidad. La aparición de un hipotético depósito de *grèze litée* en las Casas del Puerto puede explicarse si pensamos que se pudo producir en épocas cuaternarias más frías que las actuales.

En cuanto a los movimientos de ladera, existe una cierta actividad en determinados puntos en los que la pendiente, la humedad retenida en el suelo y el carácter arcilloso plástico del sustrato han desencadenado deslizamientos de cierta entidad. Este tipo de procesos es especialmente intenso en algunos afloramientos de pizarras y filitas de las sierras paleozoicas, como son los alrededores del embalse de la Peña del Águila, donde hemos observado algún deslizamiento de cierta entidad en forma de coladas de barro. Se trata siempre de áreas montañosas de umbría cuyas laderas se sitúan sobre materiales pizarrosos algo alterados. En cualquier caso, no es un fenómeno muy común en la zona.

El proceso actual más activo es la dinámica fluvial. Desde el punto de vista acumulativo, se han producido en los últimos años algunos aluvionamientos importantes, coincidiendo con épocas de intensas precipitaciones, en relación con la llegada de borrascas del Atlántico, o con la formación de la "gota fría". La crecida brusca de los caudales de los ríos principales ha provocado el corte de carreteras y otras vías de comunicación, la inundación de las terrazas bajas y el depósito de barros y limos de forma masiva en las riberas de los ríos. El escaso encajamiento de los cursos fluviales en sus terrazas más recientes favorece este tipo de procesos, esporádicos pero de gran incidencia en las actividades agrícolas de la zona (generalizadas en la mitad meridional de la Hoja).

En cuanto a los procesos erosivos, existe una relación directa con la erosionabilidad de los materiales aflorantes y con la pendiente. Así, en las zonas de sierras con pendientes a veces considerables, no se produce una erosión intensa, debido a la resistencia del sustrato cuarcítico. Sin embargo, en las laderas elaboradas al pie de las rañas o de los relieves terciarios se producen algunas incisiones de importancia durante las épocas de tormentas. Nuevamente

influye la litología dominante en las mismas y su pendiente. Como ya hemos indicado, no existe un gradiente topográfico importante entre la zona de sierras y el río Guadiana, lo cual no favorece el desarrollo generalizado de formas de erosión. Quizá la zona más afectada sea la banda de transición entre la cuenca terciaria y las sierras paleozoicas, donde confluyen factores como:

- Valores de pendientes relativamente altos en las laderas.
- Materiales fácilmente erosionables (terciario, rañas, granito alterado).
- Gradiente relativamente alto.
- Zona donde los ríos presentan una mayor pendiente.

Tanto aguas arriba como aguas abajo disminuye la intensidad de los procesos erosivos, bien porque disminuyen rápidamente el gradiente topográfico y el grado de incisión, o bien porque aumenta la resistencia a la erosión de los materiales aflorantes.

Se piensa que los procesos descritos (movimientos de laderas en las zonas pizarrosas de montaña, aluvionamiento en los valles y erosión hídrica en el borde norte de la cuenca) seguirán siendo activos en el futuro.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de los materiales que afloran en la Hoja es sin duda compleja, y en lo que respecta a las rocas del sustrato se seguirá los mismos criterios que en el capítulo de estratigrafía, es decir, por unidades geológicas.

6.1. UNIDAD DE VILLAR DEL REY

Los materiales más antiguos reconocidos en esta unidad son una sucesión de esquistos y/o cuarzoesquistos con intercalaciones de cuarcitas negras y mármoles de edad del Rifeense medio-Vendense; estos materiales debieron depositarse en un medio abierto, relativamente poco profundo, uniforme y subsidente, donde llegaban cantidades importantes de terrígenos, así como aportes volcánicos y volcanoclásticos de distinta naturaleza.

Al final del Precámbrico debió de funcionar una cadena, posiblemente relacionada con un margen activo, que se manifiesta a escala regional por una serie de procesos tectónicos, plutónicos y metamórficos (Orogenia Cadomiense), que marcan el final del ciclo Precámbrico.

El ciclo hercínico se inicia en la Unidad de Villar del Rey en el límite Precámbrico-Cámbrico con una transgresión generalizada, que da lugar primero a la sedimentación de un nivel arcósico de poco espesor, al que le suceden terrígenos (limos y arenas) propios de un medio marino muy somero. Con el tiempo progresa el episodio transgresivo, de forma que en el Cámbrico inferior se instala una plataforma carbonatada que da lugar al depósito de importantes masas calcáreas.

6.2. UNIDAD DE SÃO MAMEDE-LA CODOSERA-PUEBLA DE OBANDO

En la unidad de São Mamede-La Codosera-Puebla de Obando, los primeros sedimentos paleozoicos reconocidos son las arcosas y tobas de edad tremadociense, que marcan el inicio de un período transgresivo, que se produce inmediatamente después de los movimientos sárdicos. Sobre ellos reposa una sucesión cuarcítica (cuarcita armoricana) cuyo depósito se produce ya en un medio marino somero de aguas agitadas.

Con el tiempo, progresa el episodio transgresivo iniciado en el Tremadoc, de tal forma que los depósitos durante el Llanvir-Llandeilo se realizan en un medio más profundo, posiblemente una plataforma abierta con fondo anóxico, al que llegaban muy pocos aportes terrígenos y fuera del alcance del oleaje.

Durante el Llandeilo-Devónico inferior se produce un período regresivo que provoca el depósito de importantes acopios de material terrígeno, posiblemente en una plataforma somera influenciada por el oleaje.

Ligado a un nuevo período transgresivo, se produce durante el Devónico inferior-medio el depósito de las pizarras y filitas de edad emsiemse-givetiense, las cuales se depositan en un medio marino de plataforma.

La secuencia paleozoica culmina con el depósito de las pizarras y cuarcitas ferruginosas del Frasnense, las cuales se producen en un medio somero y muy energético (plataforma somera) con aguas oxigenadas. Este nuevo período regresivo está posiblemente relacionado con los primeros movimientos hercínicos, que debieron provocar una cierta reactivación de los relieves circundantes.

El ciclo hercínico culmina con la Orogenia Hercínica y los procesos a ella asociada. Como rasgo más característico, se produce una estructuración de todos los materiales según directrices NW-SE, así como el acercamiento y/o apilamiento de materiales en origen muy distantes; en este contexto se enmarca el acercamiento de las unidades definidas en esta Hoja, que parece resolverse por un cabalgamiento de la Unidad de Villar del Rey sobre la de São Mamede-La Codosera-Puebla de Obando.

Asociado a la Orogenia Hercínica, se produce en la zona un metamorfismo regional de grado bajo y plutonismo, cuyas manifestaciones más significativas son el haz de diques básicos, que intruye en la sucesión de pizarras y filitas, y el plutón de Villar del Rey.

6.3. NEÓGENO-CUATERNARIO

La ausencia de materiales entre el final de Devónico y el Neógeno impide caracterizar la historia geológica durante este tiempo.

Datos regionales obtenidos en el borde meridional de la cuenca y en la hoja colindante de Villar del Rey (751) permiten situar en el Mioceno la existencia de un intenso proceso erosivo

que desarrolló perfiles de alteración (localizados en el borde meridional de la cuenca). Sobre esos paleorrelieves tendría lugar la instalación de una cuenca fluvio-lacustre, que en un clima cálido-húmedo depositaría la unidad inferior, no aflorante en esta Hoja.

Posteriormente y tras una reactivación tectónica, se instala un sistema fluvial que da lugar a los depósitos de la unidad superior, que caracterizan una megasecuencia positiva.

Durante el Plioceno se interrumpe el relleno de la cuenca, evidenciándose actividad tectónica y cambios climáticos, que dan lugar al desarrollo de amplios mantos aluviales que forman las "rañas".

En el Cuaternario la red fluvial pasa a jerarquizarse, dando lugar al río Guadiana y a sus sistemas de afluentes. Durante el Cuaternario antiguo parece existir un episodio tectónico distensivo que desnivela la raña.

A lo largo de todo el Cuaternario, la progresiva incisión fluvial, producida de forma intermitente, permite justificar el desarrollo de glaciares, terrazas, etc., como consecuencia de la alternancia de episodios de estabilidad de los cauces con otros de erosión.

En la actualidad domina la erosión en las laderas y valles fluviales.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

En la Hoja de Botoa son muy escasos los registros mineros antiguos; actualmente sólo se explotan algunas rocas industriales.

7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

Sólo se han reconocido indicios mineros, concernientes a los niveles areniscosos que existen en el borde norte de la Hoja y que fueron explotados en la antigüedad, en las inmediaciones y al sur de la ermita de Carrión, como mena de hierro. ROSSO DE LUNA *et al.* (1954), citan en la hoja la presencia de filoncillos de cuarzo con casiterita y/o wolframio, pero sin interés económico.

7.1.2. Rocas industriales

Existen diversas explotaciones de rocas para uso industrial, que se centran casi exclusivamente en materiales calizos y en granitos.

Las explotaciones en rocas carbonatadas son pequeñas canteras que en su día (hace tres o cuatro décadas) se explotaron para la obtención de cal en hornos de tipo corriente. Se han reco-

nocidos pequeñas explotaciones inactivas a la altura del km 43 de la carretera de Alburquerque a Badajoz, en el paraje conocido como San Juan, que beneficiaron unas calizas laminadas grises muy recristalizadas de edad precámbrica. Explotaciones similares se han llevado a cabo en las proximidades de la Casa de la Cierva, en el borde sur de la Hoja, sobre calizas cámbricas.

La cal que se obtenía era de buena calidad, rica en carbonato de magnesio, y se utilizaba como material de construcción en obras de la comarca.

Los únicos materiales actualmente en explotación son los granitos de Villar del Rey, sobre los cuales existe una cantera en activo (1) en las proximidades del pueblo que da nombre al granito, en el paraje de la Dehesa del Pueblo. Su extracción es intermitente y se comercializa en bloques, para corte y pulido en fábricas elaboradoras, por la empresa "Vda. de Marcelino Martínez e hijos, S. L.". Otra cantera (2), actualmente abandonada, se encuentra en el km 8,5 de la carretera de Puente de Albarragena a la Aliseda, junto al arroyo del Toril.

La cantera en explotación beneficia la facies común (porfídica) del granito de Villar del Rey, de donde se extraen bloques de tamaño comercial para el mercado nacional y de exportación.

La cantera está abierta todo el año, sin embargo se producen períodos de inactividad, en función de las exigencias del mercado; las producciones son de unos 4.000 m³/año.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Climatología

Según la clasificación agroclimática de PAPADAKIS, la Hoja se encuentra incluida en un área de clima mediterráneo seco, siendo algo húmedo en algunas zonas montañosas. La temperatura media anual es de 16°C, y ésta aumenta hacia el río Guadiana. La precipitación media se encuentra en torno a los 600 mm/año; con un régimen de humedad que aumenta hacia el noroeste.

En esta Hoja, lo mismo que en la práctica mayoría de la cuenca del Guadiana, la precipitación máxima en 24 horas es menor de 100 mm.

7.2.2. Hidrología

Las aguas superficiales son tributarias del río Guadiana a través del río Gévora y su afluente Zapatón. En este último, y en su cuenca alta, se encuentra el embalse de la Peña del Águila, destinándose las aguas reguladas para abastecimiento y riego. La subcuenca del río Gévora es una de las más ricas en recursos naturales de toda la cuenca del Guadiana; estos recursos están cifrados en 277 hm³ para una superficie de 1.888 km².

La calidad de las aguas superficiales es buena, habiéndose registrado un ICG (Índice de Calidad General) en la estación 255, situada en la confluencia del río Gévora con el Guadiana, en torno a 85, si bien ésta se encuentra fuera del ámbito de la Hoja.

En la cuenca alta del río Zapatón se encuentra la única obra de regulación existente en la Hoja, el embalse de Peña del Águila, con capacidad de 18 hm³.

7.2.3. Características hidrogeológicas

La Hoja se encuentra situada al noroeste del sistema acuífero n.º 21, denominado “Terciario Detrítico y Cuaternario del Guadiana en Badajoz”.

Las características hidrogeológicas de los materiales representados en la Hoja no son las más idóneas para encontrar en ella acuíferos de importancia; esto, unido a la abundancia de aguas superficiales, ha traído como consecuencia la ausencia en esta zona de investigaciones hidrogeológicas a nivel regional.

No obstante lo anterior, existen depósitos cuaternarios y terciarios que pueden tener cierto interés hidrogeológico para la solución de problemas locales, así como las corridas cuarcíticas, el cuerpo granítico aflorante en el noreste de la Hoja y el “lehm granítico”, producto de su alteración, que son formaciones a tener en consideración.

Los depósitos detríticos terciarios, que pueden tener algún interés hidrogeológico, son las arenas limosas del Mioceno, cuya permeabilidad, debida a porosidad intergranular, varía en función del contenido de la fracción limosa.

Las terrazas aluviales del Cuaternario asociadas a los ríos tienen más interés como acuífero que el Terciario, a pesar de su escaso desarrollo vertical de 1 a 1,5 m de potencia. La permeabilidad es debida a la porosidad intergranular.

En los granitos la permeabilidad está asociada al desarrollo de las fracturas; si bien los caudales de extracción, si hubiera captaciones, serían en general poco importantes. El “lehm granítico”, que se encuentra sobre el cuerpo intrusivo y sus bordes, debe su permeabilidad a la porosidad intergranular.

La alimentación de las facies descritas se debe a la infiltración del agua de lluvia, y en el caso del Cuaternario, se reciben además las aguas procedentes de las arenas limosas del Terciario y de las del granito y *lehm granítico*.

Debido a la abundancia de los recursos de aguas superficiales, en la Hoja prácticamente no existen captaciones de agua. Éstas se limitan a unos pocos puntos, cuyas características se dan el Cuadro 7.1. Hay un sondeo surgente (n.º de inventario 0930/2/1) que tiene indicios de termalismo (21, 1°C) y su caudal es constante durante todo el año.

El resto de los materiales detríticos, Cuaternario indiferenciado, terrazas colgadas y rañas, deben considerarse de semipermeables a impermeables. En su mayoría tienen escaso espesor y están colgados, por lo que su interés hidrogeológico se puede considerar como nulo.

Los afloramientos paleozoicos se consideran como impermeables, debido a su propia naturaleza; únicamente las cuarcitas, por su fracturación, pueden dar lugar a alguna surgencia, que en la mayoría de los casos es de tipo estacional.

El agua minero-medicinal del punto 0930/2/1 es de facies clorurada-bicarbonatada magnésico-sódica, y se embotella para su consumo. Dentro del diagrama de potabilidad, queda incluida en el espacio de "agua permisible".

Las facies químicas del resto de las aguas subterráneas analizadas son bicarbonatadas cálcico-magnésicas y cloruradas sódicas, con conductividades comprendidas entre 132 y 806 $\mu\text{s}/\text{cm}$. Son aguas aptas tanto para el consumo humano como para riegos.

Cuadro 7.1 Resumen de inventario de la Hoja 750 (09- 03) BOTOA

Número de registro	Naturaleza (1)	Profundidad de la obra (metros)	Nivel piezométrico M. S. M. (fecha)	Caudal (Fecha)	Litología acuífero (2)	Acuífero (3)	Conductividad (µmhos/cm)	Residuo seco (gr/l)	Usos del agua (4)	Origen documentación	Fecha origen de los datos generales	Observaciones
09 30/ 2/ 1	S	43	—	0,5(90)	Pal	—	132	109	I	ITGE	1990	Surgente T=21, 5°C
09 30 /2/ 2	S	70	257	3(90)	Pal	—	—	—	I	ITGE	1990	
09 30 /2/ 3	M	—	290	0,01	Pal	—	—	—	AG	ITGE	1990	
09 30 /3 /1	P	3,40	—	—	Gr	21	—	—	A	ITGE	1981	
09 30 /3 /2	P	6,30	—	—	Gr/Are	21	—	—	O	ITGE	1981	
09 30 /4 /1	P	8,60	—	—	Gr/Are	21	—	—	A	ITGE	1981	
09 30 /4 /2	S	60	—	1(90)	Gr/Are	21	804	683	AG	ITGE	1990	
09 30 /4 /3	P	9	218	3(90)	Pal	—	205	146	AR	ITGE	1990	
09 30 /8 /1	P	6	—	—	Gr/Are	21	—	—	A	ITGE	1981	
09 30 /8 /2	P	10,5	—	—	Gr/Are	—	—	—	G	ITGE	1981	
09 30 /8 /3	P	9	—	—	Gr/are	21	—	—	G	ITGE	1981	
09 30 /8 /4	P	26	182	1(90)	Gr/Are	21	256	217	AI	ITGE	1990	
09 30 /8 /5	S	50	—	—	Gr/Are	21	—	—	—	ITGE	1990	
09 30 /8 /6	S	30	180	15(90)	Gr/are	21	—	—	RG	ITGE	1990	
09 30 /8 /7	P	13	190	2	Gr/Are	21	—	—	AR	ITGE	1990	
09 30 /8 /8	P	15	194	1	Gr/Are	21	—	—	A	ITGE	1990	
09 30 /8 /9	P	18	188	—	Gr/Are	21	—	—	O	ITGE	1990	

(1) M = Manantial
P = Pozo
S = Sondeo

(2) Are = Arenas
Gr = Gravas
Pal = Paleozoico

(3) N.º del PIAS

(4) A = Abastecimiento
R = Regadio
I = Industrial
G = Ganadería
O = No se usa

8. BIBLIOGRAFÍA

APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CASQUET, C.; PEINADO, M., y TINAO, J. M. (1977): "Caracterización geoquímica del plutonismo postmetamórfico del S.O. del Macizo Hespérico". *Studia Geológica*. Tomo 12, pp. 9-39.

ARMENTEROS, I.; DABRIO, C. J.; ALONSO, G.; JORQUERA, A., y VILLALOBOS, M. (1986): "Laminación y bioturbación en carbonatos lagunares: Interpretación genética (Cuenca del Guadiana, Badajoz)". *Estudios geológicos* 42, pp. 271-280.

ASENSIO, I. (1966): "Rasgos fisiográficos y sedimentológicos del macizo granítico del N. de Lugo". *Bol. R. Soc. Hist. Nat.* Tomo 64, pp. 5-36.

BURG, J. P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, PH.; MATTE, PH., y RIBEIRO A. (1981): "Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Córdoba shear zone (SW Iberian Peninsula)". *Tectonophysics*. Vol 78, pp. 161-177.

CAILLEYX, A., y TRICART, J. (1963): "Introduction a l'étude des sables et des galets". *Cent. Docum. Univ. París*.

CASAS, J., y SANTOS, J. A. (1978): Mapa geológico de España. Plan Magna. Escala 1:50.000. Hoja n.º 726 (Pino de Valencia).

CASTRO, A. (1987): "Implicaciones de la zona Ossa-Morena y dominios equivalentes en el modelado geodinámico de la Cadena Hercínica Europea". *Estudios geológicos* 43, pp. 249-260.

CHACON, J., y PASCUAL, E. (1977): "El anticlinorio Porto-Alegre-Badajoz-Córdoba divisoria entre las zonas Centro Ibérica y Ossa-Morena (Sector W del macizo ibérico)". *Cuad. Geol. Univ. Granada*. Vol. 8, pp. 21-35.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1965): "La continuación hacia el S.O. del dique básico de Plasencia (Cáceres)". *Notas y Comunic. del ITGE* n.º 77, pp. 129-164.

GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y TEXEIRA, C. (1975): Cartografía Geológica del Macizo Hespérico del Sudoeste de la Península Ibérica. E: 1:500.000.

GARROTE, A. (1976): "Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana (provincia de Córdoba), Sierra Morena Central". *Publ. Mus. Lab. Mineral-Geol. Univ. Mem. e Not. Coimbra* n.º 82, pp. 17-39.

GONÇALVES, F. (1970): "Provável conglomerado de base do Precâmbrico superior de Portugal". *Bol. Soc. Geol. Portugal* vol. 17, pp. 109-119.

GONÇALVES, F. (1969-70): "Afloramentos cámbrios de Alto Alentejo e do Ribatejo". *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Cienc.* Vol. 11 (2), pp. 247-250.

- GONÇALVES, F. (1971): "Subsidios para o conhecimento geológico de Nordeste Alentejano". Serv. Geol. de Portugal. Memoria 18 (Nova Serie), pp. 1-62.
- GONÇALVES, F., y ASSUNÇÃO, C. T. (1972): "Carta geológica de Portugal, a escala 1:50.000. Noticia explicativa de folha 33-D, Rio Xevora". Serv. Geol. Port. Lisboa, p. 11.
- GONÇALVES, F.; ASSUNÇÃO, C. T., y COELHO, A. V. P. (1972): "Carta geológica de Portugal, a escala 1:50.000. Noticia explicativa de folha 33-C. Campo Maior". Serv. Geol. Port. Lisboa, p. 41.
- GONÇALVES, F.; PERDIGAO, J. C.; COELHO, A. V. P., y MUNHA, J. M. (1978): "Carta geológica de Portugal, a escala 1:50.000. Noticia explicativa de folha 33-A Assumar". Serv. Geol. Port. Lisboa, p. 37.
- GONZALO, J. C. (1989): "Litoestratigrafía y tectónica del basamento en el área de Mérida (Extremadura Central)". Bol. Geol. y Minero. Tomo 100 (1), pp. 48-72.
- GONZALO y TARIN, J. (1979): "Reseña físico-geológica de la provincia de Badajoz". Bol. Com. Mapa Geol. España 6, pp. 389-412.
- GUMIEL, P.; ARRIBAS, A., y SAAVEDRA, J. (1976): "Geología y metalogenia del yacimiento de estibina-scheelita de San Antonio, Alburquerque (Badajoz)". Studia geológica Vol. 10, pp. 61-93.
- GUMIEL, P.; MEDINA, E., y SANTOS, J. A. (1978): "Litoestratigrafía y control estructural de la mineralización antimonífera de la franja calcárea devónica de Alburquerque (Badajoz)". Bol. Geol. y Minero. Tomo 89 (1), pp. 61-93.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1928): "Los cinco ríos principales de España y sus terrazas". Trab. Mus. Cienc. Nat. Serie Geol. 36, pp. 5-149.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1929): "Datos geológicos de la meseta Toledano-cacereña y de la Fosa del Tajo". Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 14, pp. 183-202.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1946): "Las cuencas terciarias de Extremadura Central". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo 75. Aniversario, pp. 333-444.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1947): "Ensayo de la morfogénesis de la Extremadura Central". Notas y Comun. del IGME, n.º 17, pp. 169-194.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1950): "El relieve de las zonas hercínicas peninsulares en la Extremadura Central". Bol. IGME. Libro Jubilar. Tomo 1.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1950): "Las rañas de las sierras centrales de Extremadura". C. R. Congr. Intern. Geol. Tomo 2. Secc. 2, pp. 87-100.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1952): "Características generales del Terciario continental en la llanura del Guadiana". Notas y Com. IGME n.º 25, pp. 25-71.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1956): "Características geográficas y geológicas de las Vegas del Guadiana". Excma. Dip. Prov. Badajoz, pp. 5-156.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1957): "Sobre el Terciario de la Extremadura Central (Valle del Guadiana)". Cur. y Conf. Inst. Lucas Mallada, Fasc. IV.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1958): "Datos geotectónicos de la Extremadura Central". Notas y Comun. del IGME n.º 50 (2), pp. 329-344.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1960): "El terciario continental de extremadura". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 58, pp. 241-274.

HERNÁNDEZ PACHECO, F., y CRUSAFONT, M. (1960): "Primera caracterización paleontológica del Terciario de Extremadura". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo 58, pp. 275-282.

IGME (1971): Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000. Hoja (58-59). Villarreal-Badajoz.

IGME (1974): Mapa Metalogenético de España. Escala 1:200.000. Hoja (58-59). Villarreal-Badajoz.

IGME (1988): Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (Plan Magna). Hoja n.º 802 (La Albuera).

IGME (1988): Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (Plan Magna). Hoja n.º 803 (Almendralejo).

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. N. (1974): Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1:1.000.000. Serv. Publ. Minut. Indus.

LE PLAY, M. F. (1834): "Observation sur l'Extremadure et le nord de l'Andaluoise, et essai d'une carte geologique de cette contre". Annales des Mines. Troisieme serie 5, pp. 297-380 y 477-522 (traducido parcialmente al español por CUTOLI y LAGONERE con el título "Descripción geognóstica de Extremadura y Norte de Andalucía". Anales de Minas, 2, pp. 143-184).

LOTZE, F. (1975): "Zur gliedeung der Varisziden der Iberischen Meseta". Gresert. Forsch. H. 6, pp. 78-92.

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. Madrid. 30 serie. Cien. Nat. 1, pp. 91-98.

MALLADA, L. (1876): "Indicaciones sobre la geología de la provincia de Cáceres". Ann. Soc. Esp. Hist. Nat. Serie I, 5 Actas, pp. 91-98.

MARTÍN ESCORZA, C. (1977): "Aplicación de las imágenes Landsat al estudio de las relaciones de la raña y tectónica pliocena en la Meseta Central española". *Tecniterrae* n.º 20, pp. 8-22.

MARTÍN-SERRANO, A. (1988): "Sobre la posición de la raña en el contexto morfodinámico de la Meseta. Planteamientos antiguos y tendencias actuales". *Bol. Geol. y Minero*. Tomo 99 (6), pp. 855-870.

MISTARDIS, G. (1950): "Essai d'une classification des vestiges de surfaces pedimentaires et de leur couvertures de depots grossiers conservés dans les pays mediterraneus". *C. R. Congr. Int. Geogr.* Tomo II. Secc. II, pp. 126-131.

MOLINA, E. (1975): "Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario de Campo de Calatrava (Ciudad Real)". *Trab. Neog. Cuat.* n.º 3, 106 pp.

PARGA, J. R. (1969): "Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico". *Trab. Lab. Geol. de Lage* n.º 37, pp. 1-15.

PERDIGAO, J. C. (1973-74): "O Devónico de Portalegre". *Com. Serv. Geol. Port. Lisboa*. Tomo 57, pp. 203-225.

PEREIRA, M. (1970): "Notas sobre a petrologia dos arenitos de Cámbrico inferior de Alto Alentejo (Aeguela)". *Com. Serv. Geol. Port. Lisboa*. Tomo 54, pp. 17-26.

PÉREZ MATEOS, J. (1954): "Estudio mineralógico de los materiales sedimentarios del Terciario continental en la llanura del Guadiana". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* Tomo Extremadura, pp. 525-535.

PRIEM, M. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; VERSCHURE, R. M.; HABEDA, E. M., y VERDURMEN, E. (1970): "Dating even of acid plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula". *Eclogae Geol. Helv.* n.º 63, pp. 255-274.

ROBHARDET, M. (1976): "L'originalité du segment hercynien sudibérique ou Paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Devonien dans le Nord de la province de Seville (Espagne)". *C. R. Acad. Sci. París.* tomo 283 serie D, pp. 999-1002.

ROSSO DE LUNA, I., y HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1954): *Mapa Geológico de España*. Escala 1:50.000. Hoja n.º 750 (Gallina). IGME, 56 pp.

ROSSO DE LUNA, I., y HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1960): *Mapa Geológico de España*. Escala 1:50.000. 10 Serie. Hoja n.º 751 (Villar del Rey). IGME, 94 pp.

SÁNCHEZ CELA, V., y APARICIO YAGÜE, A. (1972): "Petrogénesis de las rocas básicas del S.O. de España". *Bol. Geol y Minero*. Tomo 83 (4), pp. 402-406.

SANDERSON, D. J.; ROBERTS, S.; MCGOWAN, J. A., y GUMIEL, P. 1991: "Hercynian transpressional tectonics at the southern margin of the Central Iberian Zone, west Spain". *Geological Society of London Journal*, v. 148, pp. 893-898.

SANTOS, J. A., y CASAS, J. (1979): "Geología del sinclinatorio de São Mamede-La Codosera. Zona española (Prov. de Cáceres y Badajoz)". Bol. Geol y Minero, 90 (5), pp. 420-431.

SANTOS, J. A., y MEDINA, E. (1976): "Estudio geológico minero de la formación calcárea de la reserva de Albuquerque. Area I, subsector XII". IGME. Inédito.

SANTOS, J. A., y MEDINA, E. (1978): "Mapa Geológico de España. Plan Magna. Escala 1:50.000. Hoja n.º 727 (Alburquerque) IGME.

SANTOS, J. A., y CASAS, J. (1979): "Caracterización de unas series precámbricas al N de Badajoz". I Reunión sobre la Geología de Ossa Morena (1979). Temas Geológico-Mineros, pp. 213-233.

SANTOS, J. A., y CASAS, J. (1980): "Estudio sedimentológico del Terciario continental del borde de la Cuenca del Guadiana, al N de Badajoz". Tecniterrae n.º 37, pp. 7-21.

SOLÉ SABARIS, L. (1952): "Geografía Física". En Geografía de España y Portugal. M. TERÁN. Vol. 1. Montaner y Simon. Barcelona.

TEIXEIRA, C., y GONÇALVES, F. (1967): "Novos elementos acerca do Cámbrico do Alentejo". Bol. Acad. Cienc. Lisboa. Nova Serie. Vol. 39 (3), pp. 161-163.

TEIXEIRA, C., CARVALHOSA, A., y GONÇALVES, F. (1977): "Precambrien portugais de la zone de Ossa-Morena. Note preliminaire". Bol. Soc. Geol. Port. Lisboa. Vol, 22, pp. 313-315.

VEGAS, R. (1971): "Geología de la región comprendida entre la Sierra Morena Occidental y las Sierras del Norte de la provincia de Cáceres (Extremadura española)". Bol. Geol y Minero. Tomo 82 (3-4), pp. 351-358.

VEGAS, R. (1974): "Repartición de las series anteordovícicas del S.O. de España". Bol. Geol. y Minero. Tomo 85 (2), pp. 351-358.

VEGAS, R. (1974): "Las fallas de desgarre del S.O. de la Península ibérica". Bol. Geol. Minero. Tomo 85 (2), pp. 153-156.

VEGAS, R.; ROIZ, J. M., y MORENO, F. (1977): "Significación del Complejo Esquistograuváquico en relación con otras series, Pre-Arenig de España Central". Studia Geológica. Tomo 12, pp. 207-215.

VILLALOBOS, M., JORQUERA, A., y APALATEGUI, O. (1985): "El Terciario Continental y Cuaternario del sector meridional de la Cuenca del Guadiana". VII Reunión Grupo Ossa-Morena. Villafranca de los Barros, pp. 21-22.



MINISTERIO
DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA

