Instituto Geológico
y Minero de España

777
11-31

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



MÉRIDA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

MÉRIDA

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluído 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. 28.926-2003
ISBN: 84-7840-484-8
NIPO: 405-03-019-1

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.
Impresión: Gráficas Muriel, S. A.

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas durante los años 1990-1991 por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A., con la colaboración de la Compañía General de Sondeos, según normas, dirección y supervisión del IGME y con la participación de los siguientes técnicos:

Jefe de proyecto

Marino Insúa Márquez (ADARO)

Coordinador de Cartografía Geológica y Memoria

Fernando López Sopeña (CGS)

Cartografía geológica

Antonio Hernández Samaniego (CGS)
Gerardo Matia Villarino (CGS)
Ismael Ortega Ruiz (CGS)

Petrología

Emilio Pascual Martínez

Geoquímica

Lourdes Agudo Fernández (ADARO)
José Vicente de la Fuente Krauss (ADARO)

Geomorfología

José Francisco Martín Duque (CGS)

Neotectónica y Sismotectónica

Fernando Moreno (ADARO)
Arturo Carvajal (ADARO)

Hidrogeológica

Ricardo Cantos Robles (CGS)

Colaboradores

Eladio Liñán Guijarro (Paleontología)
Fernando López Sopeña (Cartografía Geológica y Memoria)

Dirección y supervisión

Jorge Fernández-Gianotti y Vicente Gabaldón (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, albúm de fotografías, y demás información variada.

ÍNDICE

Páginas

1. INTRODUCCIÓN 9

2. ESTRATIGRAFÍA 10
2.1. DOMINIO OBEJO-VALSEQUILLO-PUEBLA DE LA REINA: UNIDAD DE ALANGE . 10
2.1.1. Materiales asignados al Precámbrico 11
2.1.1.1. Sucesión anfibolítica (22 a 26) (Rifeense medio-superior) ... 11
2.1.2. Materiales de transición (Vendiense-Cámbrico) 14
2.1.2.1. Metaarenitas, metaarcosas, microconglomerados y porfiroides (27) 14
2.1.2.2. Cuarcitas (28) 15
2.1.3. Materiales asignados al Paleozoico 15
2.1.3.1. Calizas y dolomías recristalizadas, calcoesquistos, cineritas, cuarcitas, calcarenitas, esquistos sericíticos y mármoles (29). 15
2.1.3.2. Areniscas blancas microconglomeráticas con matriz sericítica vulcanodetrítica. Metaarcosas (30) (Tremadociense) 16
2.1.3.3. Cuarcitos y pizarras sericíticas bioturbadas (cuarcita armoricana) (31) (Arenigiense) 17
2.1.3.4. Cuarcitas y pizarras negras (32) (Llanvirn-Llandeiloiense) 17
2.2. TERCIARIO 18
2.2.1. Areniscas arcósicas, conglomerados basales (33). Mioceno 19
2.2.2. Unidad inferior. Mioceno 19
2.2.2.1. Conglomerados, areniscas y limos rojos (34) 20
2.2.2.2. Areniscas y limos rojos (35) 21
2.2.2.3. Arcillas y limos rojos (36) 21
2.2.3. Unidad superior. Arenas arcósicas (37). Mioceno 21
2.2.4. Conglomerados, areniscas y limos (38). Raña Plioceno-Pleistoceno inferior 22
2.3. CUATERNARIO 22
2.3.1. Pleistoceno 22

Páginas

2.3.1.1. Caliches y costras carbonatadas (39). Pleistoceno-Holoceno . 23
2.3.1.2. Glacis antiguos (40). Pleistoceno 24
2.3.1.3. Terrazas (41). Pleistoceno-Holoceno 24
2.3.2. Holoceno 24
2.3.2.1. Llanura de inundación y canales abandonados del río Guadiana (42, 47). Holoceno 24
2.3.2.2. Depósitos de arroyada reciente y conos de deyección (43, 44). Holoceno 24
2.3.2.3. Canchales y coluviales (45, 46). Holoceno 25
2.3.2.4. Navas (48). Holoceno 25
2.3.2.5. Arenas eólicas (49). Holoceno 25

3. TECTÓNICA 25
3.1. 1.ª FASE DE DEFORMACIÓN 25
3.2. 2.ª FASE DE DEFORMACIÓN 26
3.3. 3.ª FASE DE DEFORMACIÓN 26
3.4. DEFORMACIÓN FRÁGIL 26
3.4.1. Fracturas N 125°-135° E 26
3.4.2. Fracturas N 145°-155° E 27
3.4.3. Fracturas N 65°-75° E 27
3.4.4. Fracturas N 45°-25° E 27
3.4.5. Fracturas N 0°-3° E y N 90°-95° E 27
3.5. NEOTECTÓNICA 27
3.5.1. Accidentes neotectónicos 27
3.5.2. Anomalías geomorfológicas 29
3.5.3. Anomalías gravimétricas 29
3.5.4. Sismicidad 29

4. PETROLOGÍA 29
4.1. ROCAS ÍGNEAS PREHERCÍNICAS 30
4.1.1. Neises anfibólicos miloníticos (20) 30
4.1.2. Ortoanfibolitas (9) 31
4.1.3. Ortoneises ácidos intermedios (10) 31
4.1.3.1. Ortoneises ácidos-intermedios biotíticos (11) 32
4.2. ROCAS PLUTÓNICAS HERCÍNICAS 33
4.2.1. Batolito de Mérida 33
4.2.1.1. Granito-monzogranito porfídico (12) 33
4.2.1.2. Leucogranito porfídico con cordierita (15) 34
4.2.1.3. Granito-granodiorita albitizada (18) 34
4.2.1.4. Leucogranito porfídico (facies de borde) con dos micas (13). 35
4.2.1.5. Leucogranito de grano fino (14) 35
4.2.2. Leucogranito de El Berrocal-La Coscoja (19) 36
4.2.3. Leucogranito cataclástico (La Fernandina) (17) 36
4.3. ROCAS FILONIANAS 37
4.3.1. Carbonatos y diabasas (1) 37

Páginas

4.3.2. Diabasas (2) 37
4.3.3. Pegmatitas milonitizadas (3) 37
4.3.4. Pórfidos graníticos (5) y leucogranitos (4) 38
4.3.5. Diques leucogranitos (6) 38
4.3.6. Aplitas leucograníticas (7) 38
4.3.7. Filones de cuarzo (8) 39
4.4. Geoquímica 39
4.5. Metamorfismo 42
4.5.1. Metamorfismo regional 42
4.5.1.1. Metamorfismo regional de grado muy bajo a bajo 42
4.5.1.2. Metamorfismo regional de grado medio 43
4.5.2. Metamorfismo de contacto 44

5. GEOMORFOLOGÍA 45
5.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA 45
5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO 45
5.2.1. Estudio morfoestructural 45
5.2.2. Estudio del modelado 47
5.2.2.1. Laderas 47
5.2.2.2. Formas fluviales 47
5.2.2.3. Formas poligénicas 48
5.2.2.4. Formas endorreicas-lacustres 49
5.2.2.5. Formas eólicas 49
5.2.2.6. Formas antrópicas 50
5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES 50
5.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA 50
5.5. MORFOLOGÍA ACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS 52

6. HISTORIA GEOLÓGICA 52

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA 55
7.1. RECURSOS MINERALES 55
7.1.1. Minerales metálicos 60
7.1.2. Minerales energéticos 60
7.1.3. Rocas y minerales industriales 60
7.2. HIDROGEOLOGÍA 61
7.2.1. Climatología 61
7.2.2. Hidrología superficial 61
7.2.3. Características hidrogeológicas 66

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO 67

9. BIBLIOGRAFÍA 67

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Mérida se sitúa al norte de la provincia de Badajoz, atravesada por el río Guadiana, cuyos depósitos cubren gran parte de la zona oeste de la Hoja.

Orográficamente, se trata de una penillanura con pequeñas lomas que rara vez dan lugar a espacios llanos de gran extensión; su altitud oscila entre los 200-220 m en el valle del Guadiana y los 320 m en las zonas granítico-dioríticas del sureste, manteniéndose una altitud media en la zona de unos 250 m. Sobre esta penillanura destacan desmesuradamente las sierras de San Serván, cuya cumbre alcanza los 608 m, y el Cerro Carija, con sus 375 m.

El río principal es el Guadiana, que discurre de este a oeste, levemente encajado en los materiales del Precámbrico, desarrollando un amplio meandro. Su caudal es constante durante todo el año, a diferencia de sus alfuentes Aljucén y Albárregas, ambos de régimen estacional, ocasionalmente secos en época de estiaje. Estos ríos tienen un recorrido considerable de noreste a suroeste, dentro de la Hoja.

El núcleo de población más importante es la ciudad de Mérida, capital de la Autonomía de Extremadura y que da nombre a la Hoja. Se encuentra en el centro de la misma y de ella parten de forma radial un sinnúmero de carreteras locales, estando atravesada por la Nacional Radial N-V, Madrid-Lisboa, y la Nacional N-630, también conocida como Ruta de la Plata, que a su vez cruzan la Hoja de este a oeste y de norte a sur, respectivamente. Otras poblaciones importantes son: La Garrovilla, San Serván, Calamonte, Esparragalejo, Trujillanos, Don Álvaro, Valverde de Mérida, Villagonzalo y Mirandilla.

Son pueblos eminentemente agrícolas y/o ganaderos, si bien existen algunas industrias de transformación de estos productos. Así, se pueden reconocer dos zonas desde el punto de vista agrícola: la zona de los granitos y granodioritas, conocidas como tierras centeneras, en la que se ubican los encinares y las tierras de cereales, y la ganadería extensiva lanar y vacuna y la zona conocida como tierra de barros, de naturaleza arcilloso-anfibolítica, con predominio de viñedos, olivares y cereales.

Geológicamente, la Hoja comprende el borde septentrional de la zona de Ossa Morena (ZOM), según la división del Macizo Ibérico realizada por LOTZE (1945) y JULIVERT *et al.*

(1972), que sitúan el límite entre ésta y la zona Centroibérica (ZCI) en el batolito de los Pedroches. Esta idea es apoyada por APALATEGUI *et al.*, (1988) en zonas aledañas, y por GONZALO (1989). Otros autores (DELGADO-QUESADA *et al.*, 1977; CHACÓN, 1982, etc.) han situado dicho límite en la zona de cizalla Badajoz-Córdoba.

Del estudio realizado se desprende, respecto a los materiales asignados al Precámbrico, sus características, disposición y estructuración, una clara afinidad con materiales de la zona de Ossa Morena, mientras que ésta no es tan evidente para los materiales de edad paleozoica. El plutonismo básico-intermedio es característico de Ossa Morena y el calcoalcalino tardío es propio de la zona Centro-Ibérica, lo cual parece indicar que se trata de un área de transición (GONZALO, 1989; APARICIO *et al.*, 1977), al menos desde el Rifeense.

2. ESTRATIGRAFÍA

Debido a la ausencia de hallazgos fósiles, los metasedimentos que afloran en la Hoja de Mérida se han tratado como unidades litoestratigráficas, a los que se les ha asignado una edad mediante correlación con áreas próximas, en ocasiones bien datadas faunísticamente, distinguiéndose dos grupos por sus características litológicas y estilo tectónico:

1.º Asimilado al Precámbrico, integrado por rocas metamórficas de origen vulcanosedimentario y rocas ígneas.

2.º Asimilado al Paleozoico inferior, de naturaleza sedimentaria detrítica y carbonatada.

En esta Memoria se asume la división utilizada en los últimos trabajos para el plan MAGNA, según la cual los metasedimentos de Mérida están dentro del dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina. (En la VI reunión del G.O.M. se adoptó el criterio de incluir este dominio dentro de la zona Centro Ibérica. Mapa de Almendralejo).

2.1. DOMINIO OBEJO-VALSEQUILLO-PUEBLA DE LA REINA: UNIDAD DE ALANGE

Este dominio está ampliamente representado dentro del área de estudio y se caracteriza por la coexistencia de rocas paleozoicas de afinidad Centro Ibérica y materiales precámbricos de afinidad Ossa Morena.

Los materiales reconocidos en la Hoja atribuidos a este Dominio son correlacionables con los representados en la Unidad de Alange, que se caracteriza por una estratigrafía específica de los materiales paleozoicos.

En esta unidad se recoge una gran diversidad de especies petrográficas, las cuales se han agrupado en función de su posición estratigráfica, estableciéndose tres apartados:

1. Materiales asignados al Precámbrico.

2. Materiales de transición (Vendiense-Cámbrico).

3. Materiales asignados al Paleozoico.

2.1.1. Materiales asignados al Precámbrico

Los afloramientos de los materiales considerados estratigráficamente más antiguos en el área de estudio son escasos y de mala calidad.

En la cartografía geológica se han englobado en tres grupos:

— Sucesión anfibolítica.

— Neises anfibólicos.

— Ortoneises ácidos-intermedios y ortoanfibolitas.

En general engloban materiales de litología diversa, situados por debajo de las calizas recristalizadas (Cámbrico) o bien debajo de la cuarcita Armoricana (Ordovícico inferior), que reposan discordantes sobre ellos. También aparecen por debajo de las cuarcitas y areniscas con porfiroides y aplitoides orbiculares (posiblemente Vendiense-Cámbrico).

En este apartado se describe tan sólo la Sucesión Anfibolítica, ya que los dos restantes se tratan en el capítulo de petrología.

Todos estos materiales afloran fundamentalmente al este y sureste de Mérida, entre Mirandilla-Carija-El Montijo-Mérida-Sierra de San Serván-Zarza de Alange-Valverde de Mérida-San Pedro de Mérida, siendo los mejores afloramientos los de la zona sur, entre Don Álvaro y Valverde de Mérida.

2.1.1.1. Sucesión anfibolítica (22 a 26) (Rifeense medio-superior)

Con esta denominación se han englobado materiales de origen fundamentalmente sedimentario, con una enorme diversidad litológica y gran complejidad estructural, pero que debido a la escasez de afloramientos de la región y a la dificultad para separarlas en grupos de menor entidad, no ha sido posible diferenciarlos cartográficamente. Sin embargo, en las áreas en que las condiciones han sido favorables, se han representado en el mapa geológico.

Está integrada por anfibolitas, en ocasiones de grano grueso, cuarcitas feldespáticas y esquistos grafitosos, con intercalaciones de metaareniscas, metaarcosas y neises de bajo grado, diopsiditas y cuarcitas diopsídicas, y volcanitas básicas.

También se han diferenciado otras rocas básicas, metadiabasas, que se describen en el apartado de petrología.

Anfibolitas, cuarcitas feldespáticas, esquistos grafitosos y metaareniscas (22)

Las *anfibolitas* son rocas masivas, de color verdoso, tienen textura granonematoblástica a nematoblástica, pudiéndose encontrar algunas con textura decusada, con grano fino, medio o grueso, y están compuestas fundamentalmente por anfíbol.

Las texturas de grano más grueso se suelen encontrar hacia el norte, en afloramientos de no muy grandes dimensiones y que posiblemente guarden relación con fenómenos de metamorfismo de contacto del batolito de Mérida. En algunos puntos en que la concentración de anfíbol es mayoritaria y el tamaño de grano es grueso, se han diferenciado en la cartografía (23).

Se presentan en bandas con materiales detríticos silíceos y a veces se pueden reconocer estructuras de deformación como boudines y repliegues. Algún buen ejemplo de éstos se puede reconocer en las cercanías de la antena de la Telefónica en Valverde de Mérida, mientras que otras veces es difícil distinguirlas de ortoanfibolitas, dado el tamaño de grano y la disposición granoblástica homogénea que presentan.

Petrográficamente, el anfíbol (hornblenda marrón y verde-actinolita) predomina sobre el resto de las fases minerales, plagioclasas (oligoclasa), y en menor proporción cuarzo, clorita, epidota (clinozoisita), titanita, sericita, opacos, etc., y carbonatados secundarios.

Parece haber dos generaciones de anfíbol: una de cristales de grano grueso y otra de agregados decusados de grano fino, etapa en la que se produce la epidota. El anfíbol incoloro sugiere grado metamórfico bajo y escaso contenido en Al; se trata posiblemente de anfíboles ferromagnesianos o pobres en Ca. La mayor parte del anfíbol contiene inclusiones orientadas de rutilo.

La plagioclasa está intensamente saussuritizada, por lo que no se puede determinar el contenido en An, pero éste debe ser alto, dada la abundancia de epidota en la mezcla de productos de alteración, indicio de que junto al pleocroísmo del anfíbol, sugieren un grado metamórfico medio a alto, en las anfibolitas de grano grueso.

Algunas alternancias en la abundancia de minerales sugieren un bandeado composicional. Una foliación previa parece haber sido borrada por un metamorfismo estático de contacto, hecho evidenciado por los numerosos puntos triples a 120° en las plagioclasas, junto a una textura granoblástica y composiciones de An_{20-25}.

No son raras las texturas cataclásticas e incluso miloníticas.

En alguna muestra se ha reconocido granate, sin que se pueda precisar la relación temporal entre granate y anfíbol-plagioclasa. Estos tres minerales son anteriores al proceso de cataclasis en el que se forma clorita, epidota y anfíbol verde, junto con parte de cuarzo.

También se ha observado lo que parece ser un relicto de clinopiroxeno, así como zonas constituidas mayoritariamente por feldespato sódico y potásico, que parece intersticial con respecto al primero. En estas zonas, además, se concentran apatito y circón y sus texturas sugieren una removilización posterior al metamorfismo general.

Las *cuarcitas feldespáticas* son rocas de textura granoblástica con porfidoblastos de feldespato alcalino y plagioclasa, actualmente albítica, aunque saussuritizada, cuarzo, titanita, circón, opacos, clorita, anfíbol, epidota y biotita, cuyas relaciones texturales son dudosas, ya que parece deformada, pero en detalle está desorientada respecto de la foliación. El anfíbol forma rosetas no deformadas que cortan la foliación principal.

Estos materiales se han podido cartografiar en los alrededores de Don Álvaro, donde las características del afloramiento son particularmente favorables y debido al comportamiento competente de los niveles más cuarcíticos que producen un ligero relieve en el área.

Los *esquistos* son rocas de color marrón-grisáceo de grano fino y textura esquistosa granolepidoblástica, formados por cuarzo, plagioclasa, moscovita, biotita, grafito, carbonatos y opacos. Estos materiales intercalan lechos de espesor decimétrico de *areniscas* finas de color marrón claro, generalmente meteorizadas.

La esquistosidad en este conjunto aparece definida por la disposición planar de filosilicatos y grafito.

Metaarcosas, metaareniscas y gneises de bajo grado (26)

Las metaarcosas y metaareniscas son rocas de color marrón claro y textura esquistosa blastosamítica, formadas por cuarzo, plagioclasa, mica incolora y biotita y esporádicos anfíboles incoloros. La roca presenta clastos monomineralógicos de cuarzo y plagioclasa, clastos de rocas cuarcíticas y matriz sericítico-clorítica.

El cuarzo tiene dos tipos de textura: entre granos de feldespato, aparece con grano fino y suturado; en otras zonas es de mayor tamaño de grano, granoblástico, con puntos triples a 120°.

Presentan metamorfismo estático tardío, superpuesto a una deformación milonítica.

Los gneises de bajo grado, posiblemente metaarcosas, son rocas cuarzo-feldespáticas con textura granoblástica y frecuentemente deformadas, como manifiestan las texturas en mortero de cuarzo en ciertas bandas.

Algunos pueden presentar granates, carbonatos y epidota. La blastesis del granate es en parte sincinemática, englobando la foliación principal; pero al mismo tiempo es deformado, en parte por aplastamiento, durante esa deformación.

Diopsiditas y cuarcitas diopsídicas en bandas (25)

Se han cartografiado al noreste de Don Álvaro, en la zona de Las Veredillas, donde pueden reconocerse en capas competentes que producen un ligero relieve.

Son rocas de textura granoblástica, siendo en mortero en el caso de las cuarcitas. Su mineralogía se compone de diópsido, carbonatos, cuarzo, granate, epidota, clorita, biotita y opacos.

La asociación mineral principal de granate + diópsido es retrogradada, con formación de cloritas y óxidos sobre los piroxenos. Los granates sólo se forman localmente, dando bandas separadas y/o agregados framboides, sugiriendo zonas de composición más alumínica. La epidota está fuertemente zonada, y según zonas, varía también su birrefringencia. En algunos puntos las propiedades ópticas recuerdan vesubianita.

Podrían constituir un nivel guía, dado su paragénesis inusual de rocas silíceas con minerales cálcicos, aunque en la zona de estudio no se ha podido comprobar.

Volcanitas básicas (24)

Al sureste de la Sierra de San Serván, en las cercanías del cortijo de Holgados, en una tierra de labor, pueden reconocerse unos niveles que son continuación de los cartografiados en la Hoja de Almendralejo. Se trata de una roca muy disgregada, de color blanco-amarillento, que apenas produce resalte en el terreno, salvo en zonas un poco más ricas en cuarzo.

Son diferenciados procedentes de material volcánico básico. Se trata de rocas feldespáticas con textura blastoporfídica esquistosa, formadas por fenocristales de feldespato con algo de cuarzo, inmersos en una matriz microcristalina y/o vítrea.

Todos estos materiales anteriormente descritos, que constituyen la Sucesión Anfibolítica, son correlacionables con la sucesión Tentudia y/o Montemolín, (EGUILUZ, L., *et al.*, 1983), por lo que se les puede asignar una edad del Rifeense medio-superior.

Localmente presentan un metamorfismo de contacto producido probablemente por los neises anfibólicos (20) y/o los ortoneis ácido-intermedios (10-11).

Por encima de esta sucesión parece disponerse una unidad areniscosa, que se describe en el apartado siguiente, correlacionable con la formación Torreárboles de edad del Vendiense-Cámbrico, y que es difícil de distinguir de los materiales detríticos correspondientes a la sucesión Montemolín.

2.1.2. Materiales de transición (Vendiense-Cámbrico)

2.1.2.1. Metaarenitas, metaarcosas, microconglomerados y porfiroides (27)

Se trata de rocas muy leucocráticas, dispuestas sobre los Ortoneises ácidos-intermedios y en ocasiones atravesados por éstos.

Los criterios para separar estos materiales de la sucesión Anfibolítica (22 a 26) y/o de los materiales asignados al Tremadoc (30) no son claros. La similitud de las litologías y sus aspectos texturales, así como la ausencia de registro fósil, impiden establecer diferencias entre unos y otros, por lo que la razón de separar esta unidad se debe a que son materiales que se encuentran aislados entre fracturas.

Se han observado unos 350 m de estos materiales, que en algunas zonas presentan un aspecto masivo, siendo difícil reconocer su origen detrítico.

En ocasiones muestran una textura orbicular, definida por agregados radiales de albita y cuarzo, con núcleos generalmente de plagioclasa albítica, aunque localmente también los hay de cuarzo, siendo la mayor parte microgranular y concentrándose en la matriz de las orbículas.

Estos materiales son similares, y están en la misma situación estratigráfica que los descritos por HERRANZ *et al.* (1985) más al este, en Zalamea de la Serena y en la antiforma de Zaucejo.

2.1.2.2. Cuarcitas (28)

Entre las metaarcosas y metaareniscas, se pueden encontrar niveles de rocas silíceas con carbonatos minoritarios, en las que no puede precisarse el grado metamórfico. También contienen plagioclasas albíticas y localmente pueden presentar textura porfidoblástica.

2.1.3. Materiales asignados al Paleozoico

2.1.3.1. Calizas y dolomías recristalizadas, calcoesquistos, cineritas, cuarcitas, calcarenitas, esquistos sericíticos y mármoles (29)

Las metacalizas y mármoles pueden observarse en una serie de afloramientos aislados, de potencia variable, orlando a los granitos del batolito de Mérida, destacando los del Cerro Carija y la Sierrecilla de Araya, situados al norte de Mérida y al noroeste de La Garrovilla, respectivamente.

Reposan sobre los granitos, que a veces las atraviesan, y sobre las dioritas y ortoanfibolitas. Presentan direcciones de SO entre 140°-160° buzando hacia el este entre 55° y 85°, y constituyen pliegues decamétricos de tipo concéntrico. Al sur del Cerro Carija buzan hacia el oeste, observándose calcoesquistos negros hacia su base.

En el Cerro Carija y en la Sierrecilla de Araya afloran calizas recristalizadas, marmóreas, grises o bandeadas grises y blancas, así como mármoles dolomíticos de colores ocres oscuros y con aspecto oqueroso. Metacalizas grises-negras (mármoles) compactas se pueden observar en una cantera al noroeste del Cerro Carija, donde han sido explotadas para rocas ornamentales. Son de grano fino, ricas en materia orgánica y contienen nódulos de sílex y óxidos. También se observan metacalizas pardas granudas de color castaño oscuro, bien recristalizadas y con masas de calcita espática.

En estos materiales es fácil encontrar cavidades de pequeñas dimensiones, que suelen estar tapizados de estalactitas. Son frecuentes, asimismo, las grietas rellenas de calizas tobáceas blancas o amarillas.

En la base de estas calizas afloran unos calcoesquistos sericíticos de color negro, con textura granolepidoblástica, formados por cuarzo, sericita, feldespato-alcalino (formando agregados poligranulares con el cuarzo u ocasionalmente con porfidoblastos rotados), clorita y óxidos. Presenta una esquistosidad definida por bandas alternantes de filosilicatos y cuarzo granoblástico.

Su potencia visible es muy variable y puede estimarse entre 30 y más de 100 m.

En las cercanías de La Garrovilla, al nordeste del pueblo, existen unas canteras en las que se observa una compleja alternancia de los siguientes materiales:

— Calizas grises oscuras, masivas, recristalizadas, marmóreas, de grano fino.

— Calizas grises en bancos irregulares de 0,5 a 1 m de potencia, con intercalaciones margosas de colores ocres-verdosos.

— Dolomías ocres, oquerosas, recristalizadas, de aspecto granudo.

A techo de este conjunto pueden observarse lechos centimétricos de sílex y concentrados de limonita. Algunas zonas se encuentran fuertemente brechificadas. La potencia estimada es de unos 250 m.

Microscópicamente son agregados de cristales bastante uniformes, a los que acompañan materias carbonosas, tremolita (en rosetas y ocasionalmente en venas discontinuas, y grano muy fino) y mica blanca. Hay dos fases de formación de calcita. La segunda rellena grietas. Pueden llegar a tener un 50% de intraclastos, y en una muestra se han reconocido secciones de fósiles inidentificables, que en lámina delgada, aunque muy recristalizados, recuerdan a artejos de crinoideos.

En general presentan una fuerte recristalización estática, debido al metamorfismo de contacto del Batolito de Mérida.

Estas calizas y dolomías fueron asignadas al Acadiense por ROSSO DE LUNA y HERNÁNDEZ PACHECO (1950) y por SÁNCHEZ CELA (1971). Pertenecerían, por tanto, a la Serie Media Carbonatada, característica del Cámbrico inferior de Ossa Morena (VEGAS, 1971; ZAMARREÑO, 1983). Las alternancias de pizarras y cuarcitas ferruginosas, situadas a techo de las dolomías, serían comparables a las Capas Intermedias de LOTZE (1961) o al Nivel Rojo de BOUYX (1970), cuya edad se considera del Cámbrico superior-Tremadoc.

2.1.3.2. *Areniscas blancas microconglomeráticas con matriz sericítica vulcanodetrítica. Metaarcosas (30) (Tremadociense)*

Tan sólo se han reconocido en la esquina noreste de la Hoja, en las cercanías de la casa Conejo, en las proximidades del embalse de Cornalbo.

Aparecen en afloramientos poco importantes en el marco de la Hoja y muy alterados, no observándose en esta Hoja el contacto ni a muro ni a techo. Este conjunto litológico se encuentra mejor representado en la vecina Hoja de Don Benito.

En el ámbito de la Hoja de Mérida se pueden reconocer unos 400 m de areniscas conglomeráticas, vulcanodetríticas, de colores claros, con cantos de cuarzo de 1 a 3 mm y matriz sericítica, cuyo aspecto en algunos puntos recuerda a un ortoneis.

Se le asigna una edad del Ordovícico inferior, infraarmoricana, pobablemente Tremadoc.

2.1.3.3. *Cuarcitas y pizarras sericíticas bioturbadas (cuarcita armoricana) (31) (Arenigiense)*

Se pueden reconocer en la esquina noreste de la Hoja, en las inmediaciones del embalse de Cornalbo y al suroeste de Mérida en la Sierra de San Serván.

Sus afloramientos son fácilmente identificable, ya que siempre están relacionados con zonas elevadas del terreno, dando lugar al típico relieve apalachiano.

Descansan discordantemente sobre materiales asignados al Precámbrico o sobre las metaareniscas vulcanodetríticas asignadas al Tremadoc, sin que se haya podido reconocer este contacto, generalmente recubierto por depósitos coluviales. La unidad está formada casi exclusivamente por ortocuarcitas blancas, por lo general de aspecto masivo, algo más tableadas hacia el techo, donde es difícil reconocer algún tipo de estructura sedimentaria. Presentan zonas con fuertes oxidaciones y halos de hematización. En la zona de Cornalbo son más frecuentes los niveles pizarrosos intercalados, observándose con frecuencia, tanto a techo como a muro, un nivel de pizarras sericíticas.

A lo largo de la carretera de Trujillanos a las Mezquitas se han podido reconocer unos 300 m de cuarcitas blancas, masivas, recristalizadas, en paquetes de 3 a 5 m con algunas intercalaciones pizarrosas. Hacia el techo disminuyen la proporción y la potencia de los niveles cuarcíticos y aumentan las pizarras que adquieren tonos más oscuros.

Al microscopio son rocas con textura blastopsamítica, formadas en su mayoría por clastos monocristalinos de cuarzo de diverso tamaño, a los que acompañan algunos fragmentos de rocas lutítico-sericíticas, así como algunos agregados microcristalinos de cuarzo. La matriz es escasa, siendo frecuente los contactos entre clastos.

En la Sierra de San Serván la potencia de la unidad aumenta (unos 500 m) y los niveles de pizarras son más escasos.

Debido a la ausencia de restos fósiles, la asignación de edad se hace por correlación litológica y estructural, fundamentalmente con las series regionales bien datadas, al ser un nivel característico, descrito en todas las series regionales y al que se le atribuye una edad del Arenig. (VEGAS y ROIZ, 1979). Al sur de la Sierra de San Serván se prolonga hacia el este por Alange y Zarza de Alange, donde ha sido estudiada por HERRANZ (1985) y APALATEGUI *et al.* (1988a, 1988b).

2.1.3.4. *Cuarcitas y pizarras negras (32) (Llanvirn-Llandeiloiense)*

Sólo afloran en la zona noreste de la Hoja, en los alrededores del embalse de Cornalbo.

Se trata fundamentalmente de una serie de pizarras negras con un paquete intercalado de cuarcitas negras decimétricas, de tonos violáceos y ocres, debido a procesos de alteración favorecidos por la intensa fracturación que presentan.

La potencia visible de esta unidad se estima en unos 300-350 m.

Esta secuencia de pizarras negras-cuarcitas-pizarras negras, situada a techo de la cuarcita armoricana, es citada en los sinclinales de Almadén por TAMAIN (1971, 1972; Pizarras del

Río-Cuarcitas inferiores-Pizarras Botella), Guadarranque, por JULIVERT y TRUYOLS (1974) y Cañaveral por DUQUE (1983) y al oeste de la Sierra de San Pedro (BASCONES *et al.*, 1982; MARTÍN, 1982) siendo la edad atribuida por estos autores del Ordovícico medio, abarcando todo el Llavirn y el Llandeilo, al menos en parte.

2.2. TERCIARIO

Los materiales terciarios corresponden en su totalidad al Neógeno, siendo muy difícil datar con precisión las distintas unidades cartográficas, por carecer éstas de fauna característica. La presencia en los tramos superiores de una serie detrítica, fácilmente correlacionable con materiales datados en otras zonas de la Península como Plioceno-Pleistoceno (raña), hace que a los sedimentos inferiores a éstos se les atribuya una edad del Mioceno, sin más precisión.

La información bibliográfica sobre el Terciario de la Cuenca del Guadiana es muy escasa. Los primeros estudios corresponden a HERNÁNDEZ PACHECO, F., y a ROSSO DE LUNA, I., que en los años cuarenta y cincuenta realizaron las Hojas del Mapa Geológico de España. Posteriormente, sólo estudios parciales, y por lo general enfocados al análisis de determinadas sustancias, han proporcionado datos puntuales y descripciones litológicas de cierto interés, aunque sin la visión del análisis completo de la Cuenca del Guadiana y su evolución durante el Terciario. Un estudio más moderno, aunque parcial, se debe al realizado en las Hojas MAGNA por ARRIOLA *et al.* (1983) y SANTOS GARCÍA *et al.* (1980), en los que quedan definidas las unidades litológicas de la cuenca.

Del presente estudio, en comparación con otros anteriores, resalta por una parte la complejidad de la paleogeografía de la cuenca durante la sedimentación de los distintos grupos litológicos, así como las modificaciones sufridas por ésta durante el Terciario y Cuaternario, como consecuencia de sucesivas fases distensivas. Estos fenómenos provocan una gran variabilidad en la distribución de las distintas facies, así como su disposición posterior. También damos gran importancia a los fenómenos neotectónicos que han terminado por estructurar la cuenca, tal y como hoy la encontramos, enmascarando los procesos que tuvieron lugar anteriormente.

La consecuencia que se extrae de lo anteriormente expuesto es que es erróneo considerar una cuenca simple que se va rellenando de distintos materiales durante el Terciario, y que la disposición relativa de éstos es semejante a la que encontramos en la actualidad.

El resultado de estos procesos es la sedimentación de materiales fundamentalmente detríticos, conglomerados, areniscas y arcillas, en un régimen continental, y que constituyen el relleno de la Cuenca del Guadiana.

En este conjunto litológico pueden distinguirse tres unidades sedimentarias mayores, y que aunque todas ellas están formadas por materiales semejantes, presentan unas características litológicas y sedimentológicas que nos permiten su diferenciación. El principal obstáculo para poder realizar un estudio detallado se debe a las grandes extensiones con recubrimientos cuaternarios y las áreas cultivadas, que impiden la observación directa de los materiales.

Estas unidades reconocidas por APALATEGUI, O. (1985), y VILLALOBOS, M. (1985), en las Hojas de Almendralejo (803) y La Albuera (802), son de muro a techo:

— Unidad inferior: Facies Lobón.

— Unidad superior: caracterizada por un tramo basal, generalmente no cartografiable, sobre el que se disponen las facies Almendralejo y Badajoz, consideradas una como cambio lateral de facies de la otra. Ambas unidades corresponden al Mioceno.

— Rañas: de edad del Plio-Pleistoceno.

En la Hoja de Mérida, en el sector NO, por debajo de las arcillas de la Unidad inferior, se han cartografiado unos depósitos areniscosos, con conglomerados basales, cuya relación con el resto de los materiales terciarios se desconoce.

2.2.1. Areniscas arcósicas, conglomerados basales (33). Mioceno

La unidad (33) está localizada en la esquina noroccidental de la Hoja, donde se apoya discordantemente sobre los granitos de la zona de Esparragalejo.

Debido a la escasa topografía de este sector, en ocasiones esta unidad puede confundirse con los suelos procedentes de la alteración del granito de su entorno, por ello los contactos han de considerarse aproximados.

Solamente existen dos pequeños cortes donde se puede hacer una observación detallada sobre la composición de este depósito. Éstos corresponden a los desmontes de dos canales de agua que se cortan por el camino que sale de Esparragalejo en dirección NO, hasta la Casa Matasanos en la zona conocida por Las Tiendas, y a unos 3 km de la primera localidad.

En estos cortes, que dejan un desmonte de unos 2,5 m de altura, puede observarse en la parte superior 1,5 m de arcosas de tonos grises, de grano grueso, anguloso, con aspecto de haber sufrido poco transporte. En la base de estos materiales hay un tapiz de cantos de cuarcita, de diámetro máximo 15 cm, subangulosos, que puede alcanzar una potencia máxima visible de 0,5 m. Este conglomerado se apoya discordante sobre los granitos con megacristales típicos de Esparragalejo.

A falta de criterios paleontológicos con que poder datar esta unidad, le asignamos una edad del Mioceno, por encontrarse por debajo de las arcillas de la unidad (36).

2.2.2. Unidad inferior. Mioceno

Este grupo sedimentario es el que aflora con mayor extensión en la Hoja.

Comprende las unidades litológicas que constituyen la base de los terciarios generalizados en la mayor parte de la Cuenca del Guadiana, ya que la unidad descrita en el apartado anterior (33) sólo rellenaría pequeñas depresiones aisladas.

La serie roja está constituida regionalmente por tres tipos de facies: facies conglomeráticas (34), de areniscas (35) y de arcillas (36), de las cuales aflora ampliamente en esta Hoja la tercera. Las facies arenosas se extienden mayormente por el área de Don Benito-Villanueva de la Serena.

2.2.2.1. Conglomerados, areniscas y limos rojos (34)

Esta unidad aflora en la zona norte de Calamonte y en pequeños afloramientos existentes en el lecho del arroyo del Pueblo, al sur de la citada localidad, y en la margen derecha de arroyo Tripero, por la pista que va a arroyo de San Serván. No se descarta que su presencia sea mayor en otros puntos de la cuenca, aunque debido a la erosionabilidad de los materiales arcillosos suprayacentes, hace que esta unidad se encuentre generalmente oculta.

A la entrada de Calamonte por la zona norte, se ha medido la siguiente sección de muro a techo:

1,10 m Conglomerados pardos rojizos, de cantos subangulosos de cuarcita de unos 17 cm de diámetro mayor. Estratificación masiva.

1,20 m Arcillas y limos marrón rojizos con nodulizaciones carbonatadas.

0,80 m Caliche.

2,50 m Canal relleno de conglomerado de cantos angulosos y subangulosos de cuarcita, de diámetro mayor 20 cm. Lateralmente pasan a areniscas gris-verdosas de grano medio a fino. Estratificación masiva.

1,50 m Limos marrón rojizos, con cemento carbonatado. Lateralmente pasan a caliche.

1,10 m Areniscas de grano grueso con gravas dispersas de hasta 5 cm de diámetro. Estas areniscas presentan estratificación cruzada planar. El crecimiento de las barras es en dirección norte.

1,20 m Areniscas de grano medio a grueso, con gravas de cuarzo rojizas, de tonos grises y marrones. Estratificación masiva.

0,80 m Limos carbonatados.

0,80 m Areniscas de grano medio a grueso.

0,60 m Limos carbonatados.

Estos materiales se interpretan como depósitos de canales fluviales de zonas intermedias de un sistema de abanicos cuyas facies más proximales se localizarían probablemente hacia N y NE.

2.2.2.2. *Areniscas y limos rojos (35)*

Este grupo litológico se encuentra únicamente en un pequeño afloramiento en las proximidades de Villagonzalo (borde sureste de la Hoja), en parte cubierto por los cuaternarios asociados a él.

En la Hoja vecina de Don Benito se ha reconocido en las zanjas abiertas y en las trincheras del canal del Zújar, donde quedan al descubierto de 2 a 3 m de esta unidad.

Está constituida por areniscas de tonos rojizos de grano medio a fino, con niveles de limos arenosos del mismo color, intercalados.

La disposición de estas arenas es la de cuerpos tabulares de gran continuidad lateral. En ocasiones se observan cuerpos canalizados de poca incisión vertical, rellenos de arenas del mismo tipo, con estratificación cruzada de surco.

Se interpretan como sedimentos acumulados en una llanura arenosa *(sand-flat)* de un sistema aluvial *braided*.

2.2.2.3. *Arcillas y limos rojos (36)*

Esta unidad es la que aflora con mayor extensión, fundamentalmente en el cuarto suroccidental de la Hoja. Sin embargo, es la que presenta peor calidad de afloramiento, debido a que por su composición litológica es fácilmente erosionable.

Está constituida por arcillas y limos marrón rojizos, con algunos cantos subangulosos de cuarcita dispersos en la masa lutítica, con una potencia aproximada de unos 25 m. Ocasionalmente presenta lentejones arenosos, de aspecto masivo y granulometría fina. No existen dentro de la Hoja cortes representativos de estas facies. El corte tipo de esta unidad se encuentra en las proximidades de Lobón, localidad situada en la vecina Hoja de Montijo (776).

Estos materiales se interpretan como depósitos de una llanura lutítica, sedimentados en zonas distales de abanicos aluviales.

No se han encontrado restos fósiles con que poder datar esta unidad cartográfica, por lo que se le atribuye, como al resto de los materiales de la Unidad inferior, al Mioceno.

2.2.3. Unidad superior. Arenas arcósicas (37). Mioceno

Sobre la unidad descrita anteriormente se apoyan, mediante una discordancia erosiva de carácter regional, unos depósitos constituidos fundamentalmente por areniscas de grano medio a grueso, microconglomerados, conglomerados de cantos redondeados a subredondeados de cuarzo y cuarcita y limos intercalados, que en algunas zonas constituyen el techo de la unidad. Localmente (al S y E de Mérida) esta unidad se apoya directamente sobre unidades precámbricas.

La potencia visible oscila entre 0 y 30 m.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes en estos materiales son las bases canalizadas, en ocasiones formando depósitos canaliformes amalgamados y estratificaciones cruzadas de surco y planar. Menos frecuentemente son las laminaciones paralelas de alto régimen de flujo y los *ripples*.

El ambiente de sedimentación corresponde a depósitos de canales fluviales tipo *braided,* en una llanura arenosa.

2.2.4. Conglomerados, areniscas y limos (38). Raña Plioceno-Pleistoceno inferior

Discordantes sobre las distintas unidades de la serie estratigráfica, afloran unos materiales constituidos por conglomerados (escasamente cementados), de cantos redondeados a subredondeados, heterométricos, fundamentalmente de cuarcita, cuyo tamaño oscila entre 2 y 20 cm; arenas con matriz limosa rojiza y limos y arcillas rojas.

El perfil estudiado en la zona norte de Calamonte es el siguiente, de muro a techo:

2,5 m Areniscas amarillentas y rojizas, de grano medio a fino, con cantos redondeados de cuarzo y cuarcita, dispersos en las arenas y en hiladas.

3,0 m Conglomerados de cantos subredondeados a redondeados, de 2 a 7 cm de diámetro de cuarcita, con matriz arenosa rojiza.

6,5 m Areniscas amarillentas y rojizas con cantos dispersos y en hiladas, con niveles intercalados de arcillas arenosas rojizas.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son las bases erosivas y estratificaciones cruzadas de surco y planar. Forman secuencias granodecrecientes, constituidas en la base por un cuerpo canalizado relleno de gravas, y a techo por arenas, generalmente mal seleccionadas, con cantos dispersos y limos arenosos.

Las direcciones de corriente medidas indican aportes del NE hacia el SO.

El ambiente de sedimentación corresponde a sistemas aluviales *braided* de gravas.

La ausencia de fauna en estos materiales impide su datación, aunque por comparación con otros depósitos semejantes de áreas próximas, les asignamos una edad del Plioceno-Pleistoceno inferior.

2.3. CUATERNARIO

2.3.1. Pleistoceno

Dada la ausencia de dataciones suficientes de los depósitos cuaternarios en la cuenca del río Guadiana, la división cronológica es aproximada, por lo que hemos decidido dar a los depósi-

tos más altos una edad del Pleistoceno inferior y fijar el tránsito Pleistoceno inferior-medio en una posición aproximada, coincidente con el techo de los depósitos de Raña.

2.3.1.1. Caliches y costras carbonatadas (39). Pleistoceno-Holoceno

Se han representado en la cartografía algunos niveles de caliche que se encuentran asociados tanto a los materiales arcillosos del Neógeno como a algunos afloramientos graníticos y precámbricos. Suelen encontrarse bastante antropizados, por lo que no presentan buenas exposiciones.

Estos depósitos carbonatados, que reciben el nombre local de Caleros (HERNÁNDEZ PACHECO, F., 1949), pueden dividirse en dos tipos: los formados casi totalmente por carbonatos y aquellos en que el carbonato aparece como cemento de materiales detríticos siliciclásticos.

Estos materiales carbonatados son o han sido dolomías que muestran una textura en mosaico, formada por cristales finos. Posteriormente a su génesis, algunas dolomías han sufrido micritización, formándose pisolitos con fracturas circulares y bandas de micrita; además de sufrir este proceso, algunas dolomías han sido reemplazadas total o parcialmente por calcita. Este último carbonato aparece conservando la textura en mosaico de la dolomita o rellenando la porosidad microcarbonosa que se origina al disolverse la dolomita, adoptando textura estalactítica y drúsica. La otra forma de encontrarse la calcita es como nódulos micríticos [pisolitos y con textura alveolar (ESTEBAN, 1974)]. La relación de los materiales dolomíticos con el sustrato es claramente de reemplazamiento.

El segundo grupo de materiales carbonatados lo forman los cementos que aglutinan a materiales terrígenos. Este cemento es calcita que aparece como cristales drúsicos y poikilotópicos, estando también en algunos casos el cemento micritizado.

Dadas las observaciones anteriormente descritas, es posible identificar a los distintos ambientes diagenéticos que afectaron a los materiales terciarios.

Las dolomías, dada su textura en mosaico y su relación de reemplazamiento con el sustrato granítico, pudieron originarse en ambiente freático. En este ambiente, debido a la lenta velocidad de cristalización y a la presencia de pocos iones competitivos, se formarían la dolomita con una relación Mg/Ca = 1, no necesitándose proporciones de Mg superiores a 5 ó 10 (FOLK, R. L., y LAND, L. S., 1975). Esta ubicación del ambiente se confirma por la presencia de la textura en mosaico de los cristales de la dolomita. El reemplazamiento del granito y otras rocas precámbricas se produciría mediante la acción de aguas con un pH elevado que disolverían a los silicatos y favorecerían el reemplazamiento al unirse los iones de Mg, Ca y CO_2 disueltos en ella.

Posteriormente a este proceso, se originaría por disolución de la dolomita la porosidad cavernosa que a su vez está parcialmente rellena por calcita con textura estalactítica y drúsica. Este proceso se realizaría en un ambiente vadoso (LONGMAN, 1980). Por último, los sedimentos carbonatados sufren micritizaciones, creándose los pisolitos y fracturas circulares, que son

propios de ambientes más someros, quizás edáficos, como en la zona de caliches (ESTEBAN, 1983).

A su vez, el cemento carbonatado que aglutina a los terrígenos se formaría en parte en ambiente freático, como así lo indica el cemento poikilotópico (MOORE, C. H., 1983). En otros casos en que el cemento está en forma drúsica, se pudiera haber originado en ambientes más someros. Produciéndose, por último, la micritización del mismo (caliches).

La génesis de estas costras carbonatadas es probablemente cuaternaria (Pleistoceno-Holoceno) sin descartarse la posibilidad para alguna de ellas de procesos genéticos policrónicos, que pudieran haber comenzado en épocas anteriores (Plioceno o Neógeno).

2.3.1.2. Glacis antiguos (40). Pleistoceno

En general son depósitos de poca potencia compuestos por cantos y gravas redondeadas y subredondeadas con abundante matriz arcósica, a veces limosa, afectadas localmente por cementaciones y encostramientos carbonatados.

2.3.1.3. Terrazas (41). Pleistoceno-Holoceno

Son conglomerados sueltos de bloques, cantos y gravas bien redondeados, con niveles intercalados de arenas y limos. Localmente se encuentran afectados por procesos de encostramientos carbonatados.

El conjunto de los afloramientos es paralelo al cauce actual del río.

2.3.2. Holoceno

2.3.2.1. Llanura de inundación y canales abandonados del río Guadiana (42, 47). Holoceno

Los depósitos actuales del río Guadiana son bloques y cantos fundamentalmente de cuarcita con abundante matriz arenosa que ocasionalmente se halla cementada por carbonatos. A techo, se completa el depósito con materiales finos, bien seleccionados de tamaños arena y limo. El espesor total es variable, aunque normalmente oscila entre los 2 y 4 m.

2.3.2.2. Depósitos de arroyada reciente y conos de deyección (43, 44). Holoceno

Son depósitos de distribución irregular, muy condicionados por la disposición del relieve actual y cuya procedencia está ligada al desmantelamiento de los depósitos terciarios, de la Raña y de los mantos de alteración de las rocas graníticas.

Son materiales con espesores que oscilan entre los 0,30 y 1,50 m.

2.3.2.3. *Canchales y coluviales (45, 46). Holoceno*

Estos materiales están distribuidos al pie de las crestas y relieves residuales de cuarciticas y/o pizarras. Son acumulaciones sueltas de bloques, cantos y gravas angulosas y subangulosas, ocasionalmente con fragmentos de tamaño arena.

2.3.2.4. *Navas (48). Holoceno*

Son depósitos de muy poca potencia, entre 0,20 y 1 m, asociados al fondo de depresiones de amplitud variable y escasa profundidad, que ocasionalmente pueden llegar a encharcarse y se caracterizan por poseer un drenaje deficiente, con la consiguiente acumulación de materiales finos y muy finos de tipo limo y arcilla. Se presentan tanto sobre los depósitos terciarios como sobre los mantos de alteración de las rocas graníticas.

2.3.2.5. *Arenas eólicas (49). Holoceno*

Materiales muy bien seleccionados de naturaleza arenosa, asociados fundamentalmente a la llanura de inundación y cuya procedencia puede ser la removilización eólica de los materiales más finos de ésta.

3. TECTÓNICA

Dada la mala calidad de afloramientos y la gran diversidad de tipos litológicos, no se ha podido hacer un estudio estructural detallado de la zona. A pesar de ello, dentro de la Hoja de Mérida se han observado varias etapas de deformación, que muestran características diferentes, en función de los materiales que afectan.

Existe una estructuración general en la Hoja orientada según direcciones hercínicas NO-SE, retocadas por estructuras frágiles de dirección SO-NE.

No se descarta la existencia de deformaciones finiprecámbricas, pues dada la escasez y mala calidad de afloramientos, no se ha podido obtener datos concluyentes al respecto. Sin embargo, la existencia a escala cartográfica regional de una discordancia en la base de los materiales del Cámbrico carbonatado y del Ordovícico, dispuestos sobre los materiales del Precámbrico, estaría justificada por una orogenia anterior a la hercínica.

En términos generales, la estructura de la Hoja puede resumirse en cuatro fases de deformación:

3.1. 1.ª FASE DE DEFORMACIÓN

Es la responsable de la estructura de la Hoja, y se caracteriza por pliegues kilométricos a métricos, de tipo isoclinal, vergentes al NE, con una esquistosidad de plano axial asociada, de tipo grosero o rough cleavage, en los materiales precámbricos de textura nematoblástica, y más penetrativa o slaty cleavage en los esquistos y pizarras. No está muy marcada, y se confunde a menudo con la esquistosidad de fase dos.

3.2. 2.ª FASE DE DEFORMACIÓN

La segunda fase de deformación aprieta las estructuras de primera fase, generando una esquistosidad subvertical de tipo *strain slip cleavage* o *shear cleavage,* muy patente en el campo y que se desarrolla principalmente en las anfibolitas, con direcciones entre N 140° E y 160° E, manteniendo valores medios de N 155° E.

En esta fase se producen boudinages en niveles metaareníticos y una foliación penetrativa en las rocas ígneas básicas y ortoneises ácidos-intermedios, quedando núcleos, como el del noroeste de Mérida, que se comportan como cuerpos rígidos, en los que se conservan estructuras previas, como bandeados sedimentarios, y en cuyos márgenes se desarrollan zonas de cizallas con movimiento sinistrorso.

En algunos puntos se han podido medir cizallas dextrorsas segun N 160° E, menos desarrolladas y que son conjugadas de las anteriormente expuestas.

En relación con esta fase de deformación, se desarrollarían asímismo los cabalgamientos y fallas inversas que afectan al Paleozoico.

3.3. 3.ª FASE DE DEFORMACIÓN

Se produciría un período distensivo que condicionaría la formación de cuencas alargadas y estrechas, limitadas por fallas, con direcciones N 125°-135° E.

En este período se produciría la intrusión de los grandes diques de pórfidos, de gran continuidad lateral, y la intrusión permitida de los granitos, que no presentan estructuras relacionadas a las anteriores fases de deformación.

3.4. DEFORMACIÓN FRÁGIL

Durante los últimos estadios de la orogenia hercínica y con posterioridad, se produce un comportamiento rígido del sustrato, lo que se materializa en los distintos sistemas de fracturas. Así se han podido reconocer al menos cinco familias.

3.4.1. Fracturas N 125°-135° E

Estructuran en su mayoría la superficie de la Hoja. Corresponden a desgarres sinistrorso, pudiendo en muchos casos ser el resultado de movimientos más complejos.

Son rejugadas posteriormente, por lo que llegan incluso a afectar a los materiales del Terciario.

3.4.2. Fracturas N 145°-155° E

Se sitúan fundamentalmente hacia el noroeste de la Hoja y tienen un carácter senextro, no descartándose su relación directa con las anteriores, como rejuegos de estructuras hercínicas, en zonas de cizalla que rodean cuerpos rígidos, que son rejugadas por movimientos más recientes, pues afectan también a los materiales del Terciario.

3.4.3. Fracturas N 65°-75° E

Dentro de este grupo hay fracturas que corresponden a uno de los pares de desgarre sinistrorso dentro de una banda de cizalla definida por grandes fallas longitudinales, y otras de tipo normal que pueden ser el resultado del emplazamiento de los granitos postorogénicos.

3.4.4. Fracturas N 45°-25° E

Estarían relacionadas con las grandes fracturas longitudinales, pudiendo representar líneas de máxima tensión.

3.4.5. Fracturas N 0°-3° E y N 90°-95° E

Se trata de fracturas con una componente horizontal dextrorsa, en la mayoría de los casos. Podrían corresponder a la familia de desgarres menos desarrollados, que aparecería en el caso de que existiera una deformación rotacional.

Las fracturas del apartado 3.4.3 y 3.4.4, pueden estar relacionadas también con fracturas profundas del zócalo, tan importantes que configuran el emplazamiento de los granitos, la estructuración de los materiales hercínicos, así como de formaciones más recientes, terciarias y pliocuaternarias (TAMAIN, 1975).

Se trata de un serie de fracturas NE-SW con carácter de megaestructuras, que en la Hoja tienen una gran importancia, ya que la compartimentan, y que a escala regional presentan un gran desarrollo. Ello induce a pensar en una tectónica de zócalo que condiciona una estructuración tectono-magmática.

3.5. NEOTECTÓNICA

3.5.1. Accidentes neotectónicos

Seguidamente se enumeran las formas erosivas y sedimentarias que pueden servir como marcadores o referencias de la actividad neotectónica, analizando simultáneamente la validez de cada uno de ellos y el nivel de certidumbre que puede alcanzarse en cada caso.

La superficie de erosión del Paleógeno-Mioceno inferior ocupa sectores restringidos dentro de la Hoja; no obstante, trazando las líneas isohipsas correspondientes con esquidistancia de 20 m, se pone de manifiesto un descenso paulatino de las mismas hacia el sur y hacia el oes-

te; detectándose además un hundimiento de la cuenca al SO de Mérida y a favor de un accidente supuesto, que coincidirá con un tramo rectilíneo del río Guadiana con orientación NNO-SSE. El salto vertical puede ser estimado en unos 60 m.

En el ángulo SE de la Hoja, la misma superficie aparece interrumpida por otro tramo del Guadiana, en este caso con dirección NNE, que debe coincidir con otra falla de actividad alpina más importante que la anterior.

Al este de la misma y ya en la Hoja de Don Benito, la misma superficie queda enterrada por los sedimentos terciarios y cuaternarios de la Cuenca del Guadiana.

Si se tiene en cuenta que dicha superficie es de edad del Paleógeno-Mioceno inferior, sólo puede estimarse una actividad posiblemente neotectónica para dichos accidentes.

Si se toman como referencia el nivel de las rañas existentes en relación con dicha superficie y que en ocasiones jalonan relieves cuarcíticos, se observa cómo las líneas isohipsas, trazadas también con una equidistancia de 20 m, se distribuyen entre cotas de 360 a 300 m, descendiendo hacia el sur en el bloque elevado tectónicamente por los dos accidentes ya mencionados. Al suroeste de Mérida y ya sobre los materiales terciarios correspondientes al bloque hundido, los mismos sedimentos aparecen a cotas similares a las anteriores. Ello indica que con posterioridad a su depósito no se han producido movimientos verticales apreciables.

No obstante, hay que tener en cuenta que aun en el caso de que existan cotas distintas entre dos sistemas deposicionales del tipo raña, con procedencia distinta, dicha diferencia no tiene por qué ser indicativa de actividad neotectónica, ya que sus cotas pueden venir condicionadas por las de las superficies sobre las cuales suelen desarrollarse dichos aluvionamientos.

El tercero y último nivel de referencia corresponde a la terraza alta del Guadiana, extenso nivel de aluvionamiento situado entre 50 y 60 m sobre el cauce actual y a sólo unos 20 m por debajo de los glacis tipo raña.

Al suroeste de Mérida, esta terraza se apoya sobre materiales arcósicos del Terciario, en los cuales pueden observarse líneas de fracturas (NW-SE) comunes también al zócalo paleozoico. No obstante, ni la fotointerpretación ni los reconocimientos efectuados en el terreno muestran evidencias claras de que dicha terraza esté afectada por las fracturas mencionadas.

Resumiendo lo anterior, puede concluirse que en el sector correspondiente a la Hoja de Mérida existen diversas fracturas alpinas que han desnivelado la superficie de erosión con edad del Paleógeno-Mioceno inferior, la cual ha sido enterrada por los sedimentos terciarios, que a su vez aparecen afectados por las mismas fracturas. Ante la ausencia de dataciones, sólo puede señalarse que dicha actividad ha podido producirse a lo largo del Mioceno y antes del depósito de las rañas atribuidas por diferentes autores al Pliocuaternario (RODRÍGUEZ VIDAL *et al.*, 1988, y MARTÍN SERRANO y MOLINA, 1989), y que por tanto los dos accidentes mencionados, junto con la totalidad de las fallas que afectan al relleno de la cuenca, pueden haber presentado actividad durante parte del período neotectónico que se considera, y deberán ser considerados como fallas con posible actividad en la época neotéctonica.

No obstante, no puede excluirse la posibilidad de que dichos accidentes u otros análogos hayan experimentado reactivaciones posteriores, tal como se analiza en el apartado siguiente.

3.5.2. Anomalías geomorfológicas

Se han consignado como anomalías geomorfológicas lineales aquellas en las que se reúnen rasgos destacables y con posibles implicaciones de actividad neotectónica, como son diversos cauces rectilíneos y codos fluviales existentes en el sector noroccidental de la Hoja. Por otro lado, dichas anomalías presentan direcciones idénticas a las dos familias de fracturas con actividad alpina: NNE-SSW y NW-SE a WNW-ESE.

Pese a que en relación con dichas anomalías no se aprecia un desnivel en la superficie de erosión paleógena, así como ninguna deformación en los depósitos cuaternarios, no puede excluirse algún tipo de actividad de escasa importancia en relación con dichas alineaciones.

3.5.3. Anomalías gravimétricas

En relación con el accidente de dirección NW-SE, situado al SW de Mérida y que coincide con un tramo rectilíneo del río Guadiana, los mapas gravimétricos realizados en este sector muestran una línea de contraste gravimétrico, deducido de la orientación rectilínea y del gran apretamiento de las isolíneas de los valores de la gravedad.

Se señalan asimismo dos anomalías negativas de la gravedad, localizadas en el sector centro septentrional de la Hoja, claramente relacionadas con los cuerpos graníticos existentes en la misma zona.

3.5.4. Sismicidad

Dentro de esta Hoja se sitúa el terremoto de intensidad V (escala 11,5 km), ocurrido el 28 de julio de 1944, que fue seguido de dos terremotos de réplica de menor intensidad. El epicentro se localiza sobre materiales de la cobertera sedimentaria del río Guadiana, en las proximidades del Arroyo de San Serván, con coordenadas 6°27'W y 38°51'N.

La intensidad máxima sentida alcanza un valor de grado VI (escala U.S.K.), reflejo de la sismicidad conjugada de las zonas sísmicas de Sevilla al S y Lisboa al O.

4. PETROLOGÍA

En este apartado se describen rocas de naturaleza ígnea, incluidos algunos términos de difícil caracterización, como es el caso de los neises anfibólicos miloníticos.

Para su descripción se han considerado los siguientes grupos:

1.º Rocas ígneas prehercínicas:

a) Neises anfibólicos miloníticos.

b) Ortoanfibolitas.

c) Ortonesis ácidos-intermedios.

2.º Rocas plutónicas hercínicas:

a) Batolito de Mérida.

b) Microgranitos.

3.º Rocas filonianas

4.1. ROCAS ÍGNEAS PREHERCÍNICAS

4.1.1. Neises anfibólicos miloníticos (20)

Bajo esta denominación se ha englobado una gran variedad de tipos texturales de rocas ricas en anfíbol, cuarzo, plagioclasa, clorita, epidota y opacos, además de saussurita y carbonatos como productos de alteración.

En general es un tipo litológico difícil de distinguir en muchos casos de anfibolitas de la sucesión anfibolítica (22), que presentan grano medio-grueso, principalmente en la zona suroeste de Don Álvaro y sur de Mérida; no obstante, suelen presentar una textura más holocristalina, y por su disposición parece cortar estructuras, tanto en la representación cartográfica como en algunos afloramientos del sur de la Hoja.

En algunos puntos, como en el área de Cerro Villegas, se confunden con ortoanfibolitas, dada su menor deformación.

La textura predominante, que es a su vez la más tardía, es milonítica, pero permite entrever una textura nematoblástica anterior, que hace pensar en un metamorfismo premilonítico.

La existencia de clorita formando agregados planares junto titanita y opacos sugiere la existencia de biotita anterior, no descartándose por tanto que se trate de rocas ígneas de composición tonalítica, milonitizadas.

Al este de Valverde de Mérida, cerca de la Huerta de Broncar, se ha cartografiado un pequeño cuerpo de anfibolitas piroxénicas (21) dentro de los neises anfibólicos. Se trata de una roca con textura granoblástica milonítica, rica en clinopiroxeno, anfíboles (marrón-verde-incoloro), opacos y carbonatos.

En general, los clinopiroxenos marcan una textura porfídica y/o glomeroporfídica del protolito, y aparecen parcialmente transformados a anfíboles, especialmente según líneas de exfo-

liación. La matriz es muy diferente a la que correspondería a una roca basáltica, pues la plagioclasa (albítica) es escasa y muy abundantes los anfíboles y la epidota.

4.1.2. Ortoanfibolitas (9)

En general se encuentran dispersos en los terrenos de edad precámbrica. Los afloramientos más importantes se sitúan al sur de Esparragalejo y de Mirandilla.

Las ortoanfibolitas proceden de gabros, y tienen una textura granoblástica, con algunas zonas decusadas. Su mineralogía es anfíbol zonado marrón y/o incoloro, plagioclasa, biotita, cuarzo, titanita, opacos, rutilo, apatito y carbonatos.

Conservan una textura granular de grano grueso, propia de rocas ígneas, modificada por un metamorfismo evidenciado por una recristalización granoblástica de plagioclasa y cuarzo, penetración de anfíbol por líneas de exfoliación de plagioclasas y recristalización decusada de biotita.

Probablemente, los agregados de anfíbol incoloro, opacos, rutilo y cuarzo corresponden a pseudomorfos de un piroxeno que no tiene ninguna relación ni composicional ni textural con los grandes cristales de anfíbol marrón, que debieron ser poiquilíticos, con inclusiones de piroxeno, opacos, apatito y plagioclasa. Aunque parecen estables durante el metamorfismo, en realidad se transforman en sus bordes a una variedad de otros anfíboles incoloros, produciéndose exolución de opacos, que junto a la penetración del anfibol por las líneas de exfoliación de las plagioclasas, hace pensar que la actividad de fluidos ha sido importante.

La plagioclasa está tambien transformada, aunque por su ángulo de extinción, indica un alto contenido en Ca original.

Dentro de esta unidad, y sin que se hayan representado cartográficamente, se han detectado ortoanfibolitas con piroxeno. Éstas presentan una textura granonematoblástica y composición semejante a las anteriores, salvo que el anfibol es verde (hornblenda), con clinopiroxeno y epidotas.

El piroxeno se puede encontrar de tres formas: Relicto anterior a los anfíboles, como coronas sobre éstos y en fracturas irregulares precoces. De esto se puede deducir un metamorfismo regional con anfíbol y plagioclasa y un metamorfismo con piroxeno estable de alta temperatura, de contacto, producido por los granitoides hercínicos.

4.1.3. Ortoneises ácidos intermedios (10)

Ocupan principalmente la zona este-noreste de la Hoja y parte de la zona sureste, intercalados entre los materiales precámbricos.

Se trata de rocas de tonos claros entre el amarillo y el blanco-gris, con algunas zonas más enrojecidas o rosadas por fenómenos de alteración, y aspecto de granitoide. En general pre-

sentan textura homogénea, de grano medio a fino y una deformación, con elongación de cristales, predominantemente N 150° E/subvertical (N 140° E-N 160° E) que se acentúa hacia los márgenes; presenta zonas de aspecto cataclástico que hacen variar su textura de granoblástica a lepidoblástica.

Con frecuencia pueden observarse formas de alteración típicas de las rocas plutónicas, como son descamaciones concéntricas y tafonis. También se han podido reconocer diques relictos semitransformados.

Su mineralogía principal es cuarzo-feldespática, caracterizándose por tener cuarzos ennegrecidos, más desarrollados en zonas de fracturación y una incipiente caolinización de los feldespatos, la cual da lugar por lixiviado a grandes arenales.

En su margen noroeste se reconocen cristales de biotita y en ciertas zonas hay una mayor abundancia de moscovita en relación a zonas de gran deformación.

En la zona centro, sus características son semejantes a las descritas al principio de este apartado, salvo que son algo más pobres en cuarzo y están más alterados y milonitizados; localmente presentan textura granolepidoblástica y composición granodiorítica.

No son raras las facies pegmatoides y los filoncillos de cuarzo de poca entidad.

Microscópicamente presentan, en general, texturas de cataclásticas a miloníticas y composición principalmente de cuarzo, plagioclasa, clorita, opacos y sericita, pudiéndose encontrar anfíboles y epidotas.

La cataclasis produce recristalización del cuarzo, que adquiere textura granoblástica, cuyos bordes de grano tienden a formar puntos triples a 120°, mientras que la plagioclasa es fracturada sin recristalización notable, estando zonada y con una composición de An_{25}.

Su composición y textura corresponde con la de una leucotonalita porfídica intensamente alterada y deformada.

El grado metamórfico es bajo y el metamorfismo dinámico es intenso.

4.1.3.1. Ortoneises ácidos-intermedios biotíticos (11)

Al sur de Trujillanos y hasta las inmediaciones de Valverde de Mérida, se encuentran unos ortoneises ácidos-intermedios que se caracterizan por su textura gneisica porfidoblástica blastomilonítica. Su composición mineralógica sólo se diferencia de los anteriormente descritos en la mayor cantidad de mica blanca y fundamentalmente por la presencia generalizada de biotita.

Aunque existen feldespatos alcalinos probablemente heredados, la mayor parte de ellos son porfidoblásticos, incluyen plagioclasa (zonada) y cuarzo de la matriz de la roca y son, por tanto, simultáneos a la deformación milonítica. La biobita, de grano fino, se orienta también

según esa foliación y se debe considerar por tanto metamórfica, de grano medio. Sin embargo, la mica blanca aparece en grandes cristales deformados, siendo claramente anterior al proceso blastomilonítico.

4.2. ROCAS PLUTÓNICAS HERCÍNICAS

4.2.1. Batolito de Mérida

Se encuentra situado en la zona noroeste de la Hoja, en un área delimitada por una línea entre Mirandilla, Proserpina y Esparragalejo. Presenta una facies principal de granito-monzogranito porfídico, que varía de tamaño de grano y textura hacia los márgenes. Además, en su interior se pueden reconocer facies cordieríticas, albitizadas y greisenizadas.

4.2.1.1. Granito-monzogranito porfídico (12)

Constituye la facies general del batolito, en el que aparecen afloramientos graníticos de pequeñas dimensiones, aislados y desarticulados entre sí, que varían desde muy consistentes con fracturas frescas a poco consistentes y alterados. Se pueden encontrar con aspecto cataclástico y, muy a menudo, con morfologías de grandes bloques desmoronados en brechas de arenas, confiriendo al paisaje suaves ondulaciones.

Su color es blanco-gris, variando a tonos rosados o amarillos, según zonas y grados de alteración.

Mineralógicamente se compone de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, microclina, biotita y moscovita (no siempre). Como minerales accesorios aparecen apatito y circón. También puede verse alguna turmalina.

Los fenómenos de alteración más frecuentes son la saussuritización de las plagioclasas y ligera cloritización de biotitas. Texturalmente la roca es holocristalina, granuda, porfídica, de grano medio-grueso (3-5 mm) y los megacristales entre 6-10 cm. También se pueden encontrar texturas gráficas de cuarzo en feldespato potásico en forma de picos (*interlocking*). En algunas zonas se producen concentraciones de biotita, la cual puede llegar a tener 1,5 mm, así como feldespatizaciones que al alterarse producen masas de caolín. También se dan áreas con orientaciones de flujo de megacristales.

Son relativamente abundantes los diques de cuarzo con óxidos y las pegmoaplitas, siendo menos frecuentes y de escasa entidad los pegmatoides.

Hacia su periferia suelen aparecer enclaves, lo que no es óbice para encontrarlos en zonas internas. Adoptan diversas formas y composición y sus tamaños oscilan desde los decimétricos a los métricos, siendo corrientes entre 6 y 20 cm.

Sus formas son esféricas y discoidales (aplanadas), con una disposición generalmente horizontalizada, que les confiere aspecto de plasta.

Se han diferenciado dos tipos en enclaves:

1. **Pórfidos granodioríticos,** los cuales pueden tener fenocristales de feldespato y de cuarzo, y que debido a la presencia de probables fenocristales y bordes reaccionales con núcleos más biotíticos, se podrían interpretar como restitas.

2. **Leucograníticos.** Su disposición es subhorizontal; parece corresponder a un diferenciado leucogranítico que podría sugerir una facies de borde, lo cual haría pensar en un grado de desmantelamiento pequeño, dado que se encuentran en la zona interior del batolito, lo cual viene también corroborado por la existencia de un enclave de anfibolita de varios metros en las orillas del embalse de Proserpina.

Ambos tipos de enclaves están constituidos por feldespato, cuarzo y biotita, con moscovita sólo en el de tipo leucogranítico. En general, son de grano fino y tonos melanocráticos respecto al encajante, salvo los enclaves de tipo leucograníticos, que dado su grado de alteración adquiere tonos rojizos.

Algunos están elongados y es corriente medir direcciones de N 110° E, N 75-80° E.

4.2.1.2. Leucogranito porfídico con cordierita (15)

Se encuentra en los alrededores del embalse de Proserpina y hacia el noreste, en la zona conocida como los Baldíos, no descartándose una extensión mayor.

Se trata de un granito porfídico de grano medio que pasa lateralmente hacia facies más finas o más groseras de forma insensible.

Los megacristales son generalmente de menor tamaño que los de la facies general (12) y son abundantes unos nidos de micas negras de hasta 1 cm, que podrían ser fantasmas de cordierita pinnitizada. También hay algún nido de turmalinas negro-pardas de hasta 5 mm de diámetro. Además tiene biotita y moscovita.

Dentro de esta facies se pueden observar unos diques de leucogranito rojizo, que estudiamos en el apartado de diques.

4.2.1.3. Granito-granodiorita albitizada (18)

Se trata de un afloramiento de escasamente 1 km^2 de superficie, situado en la parte sur del pueblo de Mirandilla, y que ha sido explotado localmente para pequeñas obras de mampostería y para la obtención de adoquines.

Se trata de un granito competente homogéneo de grano fino-medio, que puede contener algún megacristal de feldespato; su color varía entre el blanco-gris y el amarillo-naranja en las muestras menos frescas.

Su mineralogía fundamental es cuarzo, albita, biotita, feldespatoalcalino; a veces se encuentran concentrados pegmatoides de cuarzo y turmalina a modo de enclaves.

No se observa un contacto neto en sus bordes. El paso es gradual hacia la facies de grano grueso.

4.2.1.4. Leucogranito porfídico (facies de borde) con dos micas (13)

Se presenta esta facies en una fina banda no superior a un kilómetro de ancho, bordeando la parte sur del granito-mozogranito porfídico (12), entre las localidades de Proserpina, Esparragalejo y las cercanías de La Garrovilla.

Geomorfológicamente tiene un gran parecido con la facies principal (12), descrita anteriormente, aunque son más abundantes las formas de alteración en lechos de arenas.

El contacto con la facies principal (12) no es neto y se manifiesta por una disminución tanto en el tamaño de los megacristales como en la cantidad, así como en el tamaño general del grano, más fino hacia el borde del batolito. En esta área son más frecuentes los fenómenos filonianos pegmoaplíticos y las bandas de silicificación, siendo su color blanco-gris, con tendencia a tonos blanco-amarillentos en zonas de mayor alteración. Hacia La Garrovilla su color es más gris.

Microscópicamente su textura es holocristalina, granular de grano medio. La composición mineral es similar a la de la facies principal (12), siendo frecuente la aparición de mica blanca tardimagmática.

4.2.1.5. Leucogranito de grano fino (14)

Se trata de la facies de borde más externa del batolito de Mérida, encontrándose sus afloramientos en una fina banda al sur de dicho cuerpo, principalmente al sur de Esparragalejo, oeste del Cerro Carija, este de Proserpina, sur y suroeste de Mirandilla, así como en afloramientos dispersos en las cercanías del embalse de Cornalbo.

Presenta características de una roca proveniente de un magma residual. Se encuentra atravesado por diques pegmoaplíticos y de cuarzo y no son raros los fenómenos de silicificación, e incluso de greisenificación.

Mineralógicamente está formado principalmente por cristales de grano fino de cuarzo que pueden llegar hasta 5 mm y feldespato de hasta 20 mm, que a veces le confiere un cierto carácter porfídico. La biotita es más abundante que la moscovita y de forma esporádica presenta cordierita. Microscópicamente se evidencia la abundancia de mica blanca, apatito y circón.

Su color varía entre los tonos blanco-amarillentos de la zona de Esparragalejo y Cabeza Rasa y los rojizos-amarillentos de Proserpina-Mirandilla.

En la zona de Cortijo Araya, esta facies aparenta ser un dique leucogranítico de grandes dimensiones, si bien sus características varían gradualmente hacia el interior del batolito.

En general, presenta una fuerte estructuración, sobre todo hacia el noreste, según N 120°-130° E, así como un diaclasado, en ocasiones denso, de dirección N 50°-60° E.

Se observan hidrotermalizaciones en la parte este y al sur hay fenómenos de cataclasis, como en el leucogranito de La Fernandina (17), facies que se trata aparte al no estar clara su relación con ésta.

En los alrededores de Mirandilla, en el lugar de Rayanejo, donde se han realizado labores de exploración minera, se puede reconocer una facies de leucogranito fino greisinizado (16). Se trata de un granitoide fino gris, muy rico en cuarzo y sulfuros. Tiene biotita y moscovita. En la zona hay una fuerte silicificación y son abundantes los filones de cuarzo, 10°/90°, 120°/90°, 0°, 15°/90° y 130°/90°, menos importantes, donde se ha definido una cuarzolita con mica blanca y turmalina.

4.2.2. Leucogranito de El Berrocal-La Coscoja (19)

Se trata de un stock que se halla en la carretera de Mérida a Alange, entre los kilómetros 5 y 6, de forma casi circular y reducidas dimensiones.

Presenta gran variedad petrográfica: granitos s.s., granitos de dos micas o con mica blanca solamente y feldespatos rosados, granitos de mica negra en laminillas grandes, gruesas y orientadas, granitos aplíticos muy silicificados y granitos con piritas cristalizadas en cubos.

Macroscópicamente es un granito blanco con moscovita, grano fino con un diaclasado intenso y zonas con filones aplíticos con calcopirita y pirita en cubos, así como filones de cuarzo. Estos filones presentan trabajos de minería; también las facies biotíticas se han empleado para hacer adoquines y lápidas.

4.2.3. Leucogranito cataclástico (La Fernandina) (17)

Es un asomo granítico de unos 2 km^2 de superficie, que se halla en la carretera de Mérida a Alange, aproximadamente a la altura del kilómetro 3. Forma un cerro aislado en contacto con las anfibolitas precámbricas.

En él se distinguen sectores en que predominan zonas ricas en ortosa y otras ricas en cuarzo, así como zonas en que se hallan mezclados. En muchos puntos parece un pegmatoide.

Se le clasifica como un leucogranito tectonizado y silicificado, con moscovita, de grano fino y color blanco-amarillo.

4.3. ROCAS FILONIANAS

4.3.1. Carbonatos y diabasas (1)

Se trata de filones de escasa entidad en cuanto a su potencia y longitud, apareciendo exagerados en la cartografía, que afloran principalmente en las cercanías de El Berrocal-La Coscoja, al sur de Mérida, a la altura del kilómetro 6 de la carretera Mérida-Alange, con dirección N 70° E/90°, y emplazados en anfibolitas, y en la carretera de Mérida-Don Álvaro, a la altura del kilómetro 1, con dirección N 40° E/90°, emplazados en neises anfibolíticos. También se pueden observar en las inmediaciones de la Mina del Judío.

Están formados por calcitas y dolomitas amorfas y espáticas en cristales de exfoliación romboédrica. Los cristales son de gran tamaño, llegando a los 15 cm. El color es variado, predominando los tonos rojizos de impregnación hematítica. Tienen tramos brechoides e impregnaciones de cuarzo lechoso que les confieren una mayor dureza, observándose también fragmentos de roca muy alterada en los que se reconocen texturas ofíticas.

4.3.2. Diabasas (2)

Se encuentran, en general, en toda la zona sureste, en los afloramientos precámbricos y de rocas básicas. Son corrientes en direcciones N 120° E, 40°/45° W, 155°/65° E, 130, 125°/65° E, con potencias entre 1 y 3 m y desarrollos entre 10 y 100 m, tal vez más, debido a que son difíciles de apreciar, dada la mala calidad de afloramientos. En general presentan una fuerte alteración. Es frecuente encontrarlas mineralizadas con sulfuros y titanita-ilmenita. Han sufrido metamorfismo regional.

Están compuestas por anfíbol verde, hornblenda, plagioclasas y en menor proporción cuarzo, clorita, epidota (clinozoisita), titanita, sericita, con biotita y circón como accesorios.

Se caracterizan por un bandeado metamórfico regional imperfecto, con orientación de anfíboles, superpuesto en algunos casos a una probable textura porfídica anterior. La plagioclasa está a menudo distribuida en la roca de dos formas: junto con el anfíbol y en nódulos de mayor tamaño, siendo este último caso frecuente con epidota.

A escala microscópica, la foliación está poco definida y suele coincidir con la orientación preferencial de los anfíboles.

4.3.3. Pegmatitas milonitizadas (3)

Los cuerpos pegmatoides tienen morfología irregular. Los filones tienen corridas de 2 a 5 km y potencias de 1 a 20 m, con direcciones de N 120°-140° a 170° E.

Su composición principal es cuarzo y feldespato, caolinizado en su mayor parte. Estos filones presentan aspecto cataclástico.

4.3.4. Pórfidos graníticos (5) y leucogranitos (4)

Son relativamente abundantes, con potencias variables, entre 20 cm y 5 m. Algunos de ellos tienen importante desarrollo en longitud, como el que aflora en la Finca del Judío, que llega a los 8 km con 5 m de potencia, marcando un relieve en la penillanura en dirección N 120° E.

Dicho dique presenta un grano entre medio y grueso, con fenocristales de hasta 2 cm, así como un borde de reacción de composición dacítica. Su color es rojizo.

Otros pórfidos presentan un color entre blanco y amarillo pálido, con direcciones entre N 110° E y N 120° E y potencias de hasta 10 m. Su desarrollo es menor, así como su grano, que en general es fino-medio. Suelen estar fuertemente silicificados y son difíciles de romper. Algunos pueden estar mineralizados con sulfuros.

4.3.5. Diques leucogranitos (6)

Los mejores afloramientos se encuentran al norte del embalse de Proserpina, en la carretera que lleva hacia Los Baldíos.

Son diques subhorizontales y verticales, de un leucogranito de grano medio-fino, homogéneo, de color naranja-rosáceo.

Están formados por cuarzo, feldespato alcalino, albita y biotita, con circón como mineral accesorio. Presenta una fuerte alteración general, con cloritización de biotita y caolinización.

Probablemente se trata de un diferenciado tardimagmático de los granitos porfídicos, con plagioclasa más albítica, biotita menos abundante y más moscovita, esta última presenta el mismo tipo de relación que en los granitos. (Tardi a postmagmática).

Se les clasifica como leucogranitos de feldespato alcalino.

4.3.6. Aplitas leucograníticas (7)

Se encuentran en general hacia la periferia del batolito de Mérida y del microgranito de El Berrocal-La Coscoja, en relación a las facies de borde principalmente.

Macroscópicamente son rocas duras de color blanco, de grano fino, el cual suele aumentar hacia el borde, dispuestas en filones de 5-60 cm, con direcciones variadas, que a veces son difíciles de distinguir de los leucogranitos.

Su mineralogía es rica en feldespato, a menudo caolinizado, cuarzo de aspecto vítreo y mica blanca. La biotita es escasa y a menudo está ausente, pudiendo observarse concentrados biotíticos en los bordes de los diques. Las facies de grano más grueso son más ricas en feldespato, apareciendo a menudo turmalina.

Se han reconocido aplitas con granate en Esparragalejo. Es de resaltar la existencia de algunas aplitas mineralizadas con piritas idiomorfas y carbonatos de cobre.

4.3.7. Filones de cuarzo (8)

Se pueden encontrar en toda el área, caracterizándose por tener direcciones N-S y N 25°-50° E y buzamientos subverticales. Sus potencias oscilan entre 5 cm y los 3 m, siendo corrientes de 40 cm, con corridas desde 2-3 m a 500 m, pudiendo alcanzar hasta 3 km.

Muy a menudo aparecen mineralizados con wolframita, casiterita, ilmenita y sulfuros de Cu y Fe, que han sido motivo de explotación, como en Cortijo Araya, norte Proserpina, El Berrocal-La Coscoja y Rayanejo.

Suelen ser de cuarzo amorfo y blanco en las salbandas y en el centro son frecuentes los rellenos de gohetita con frusas de cuarzo.

También son corrientes los diques de cuarzo N 100° E, que en general están cataclastizados.

4.4. GEOQUÍMICA

La totalidad de las muestras tomadas en esta Hoja se incluyen en el denominado Complejo de Mérida, constituido por materiales prehercínicos (rocas básicas e intermedias de la serie appinítica y ortoneises) y por granitoides monzoníticos intruidos con posterioridad a las principales fases de deformación hercínica (Macizos de Proserpina y El Berrocal).

La serie appinítica consta de rocas de composición gabroidea a cuarzodiorítica, ligadas genéticamente y que han sido originadas por fusión de materiales mantélicos (GONZALO, J. C., 1987).

Se caracteriza por contenidos de SiO_2 inferiores al 70%, elevados contenidos de MgO, CaO y bajos especialmente K_2O, de álcalis:

— Las ortoneises precoces se caracterizan por presentar contenidos variables de SiO_2 y Al_2O_3, así como relación Na/K alta, lo que confiere tendencia trondheníticas.

— El plutonismo tardío está representado por granitos monzoníticos, que pasan a leucogranitos con alto contenido aluminoso (cordieríticos).

Los contenidos de Al_2O_3 y SiO_2 son variables, mientras que los ferromagnesianos y CaO presentan contenidos absolutos bajos y poco fluctuantes.

La relación Na/K es baja (tendencia silico-potásica). Bajo contenido de anortita normativa y carácter peralumínico (corindón por encima del 3%).

No es posible establecer relaciones genéticas entre materiales de la serie appinítica y ortoneises por un lado, y entre plutonismo precoz y tardío por otro.

Este último se puede caracterizar como un diferenciado extremo de granitos monzoníticos, incluidos en una serie calcoalcalina.

Por su parte, los ortogneises precoces se incluirían en un quimismo calcoalcalino con tendencia trondhemítica.

Tabla 4.1. Análisis químico de rocas

Unidad cartográfica	12	13	12			14	13	15	6	14	8
Muestras	9240	9317	9322	9319	9318	9249	9321	9215	9314	9238	9239
Coord. X	720243	722687	722261	724617	726292	725471	728154	727863	729068	729284	732577
Coord. Y	4312681	4313877	4317539	4317539	4316125	4313050	4315195	4317405	4319042	4316887	4318266
%											
SiO_2	74,72	72,63	72,22	72,70	73,40	75,76	72,84	73,36	74,28	76,46	70,60
Al_2O_3	13,53	14,79	14,39	13,58	13,83	12,50	13,81	13,82	13,56	12,32	14,20
FeO	1,34	1,40	2,18	1,93	1,78	0,95	1,80	1,22	1,11	1,23	2,11
MgO	0,22	0,28	0,27	0,28	0,19	0,14	0,25	0,33	0,21	0,11	0,34
CaO	0,40	0,56	0,88	0,74	0,77	0,35	0,80	0,69	0,37	0,26	0,41
Na_2O	2,93	2,70	2,75	2,53	2,90	2,50	2,80	2,59	2,70	2,36	2,37
K_2O	4,35	4,70	4,87	4,81	4,55	4,52	4,60	4,54	4,74	4,68	4,93
MnO	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,05
TiO_2	0,04	0,13	0,23	0,16	0,15	0,03	0,12	0,04	0,03	0,02	0,06
P_2O_5	0,09	0,14	0,16	0,16	0,10	0,06	0,16	0,23	0,21	0,09	0,19
H_2O	0,36	0,85	0,01	0,01	0,47	0,69	0,01	0,59	0,57	0,38	1,26
TOTAL	98,01	98,21	98,00	96,93	98,18	97,53	97,22	97,43	97,80	97,92	96,52
ppm											
Li	131	163	120	94	100	167	113	81	92	27	69
Be	5	4	5	5	4	5	5	3	4	3	2
Rb	570	550	420	360	420	610	510	420	450	470	530
Sr	34	63	51	42	36	29	39	42	28	21	73
Y	12	10	27	21	21	10	18	10	7	19	17
Zr	132	160	226	210	212	98	186	116	68	114	150
Ba	50	211	167	102	50	50	50	125	50	50	277
As	14	20	17	12	16	57	57	27	17	19	126
Nb	11	13	19	15	15	13	13	9	9	2,5	8
Ta	2	7	7	2,5	2,5	7	6	2,5	6	6	2,5
Ce	25	47	80	65	66	26	68	37	11	42	73
La	10	21	34	19	20	12	30	16	5	30	30

ígneas del complejo de Mérida

18	9	10	17		19	20	10	5	10		11	10
9228	9320	9230	9299	9316	9312	9270	9260	9252	9313	9315	9296	9234
734410	735443	735976	731128	732097	731728	736290	737070	738356	741064	741565	739465	739443
4319621	4318639	4317924	4307761	4308358	4306045	4303836	4305131	4306975	4311788	4312168	4312990	4315524
74,76	48,54	75,13	75,00	75,38	74,23	66,05	72,90	70,25	73,92	75,76	72,10	74,76
12,67	19,76	11,56	13,78	14,45	13,07	15,70	13,98	13,78	14,73	13,45	14,35	14,04
1,82	8,01	1,46	1,16	1,34	0,67	3,59	1,23	2,96	1,24	0,71	1,33	0,96
0,24	4,52	0,08	0,38	0,33	0,11	1,77	0,15	0,50	0,25	0,12	0,39	0,32
0,43	10,78	0,38	0,56	0,30	0,14	2,77	1,52	1,16	2,19	0,58	1,72	1,64
2,76	2,49	2,75	4,02	3,37	3,17	3,64	3,55	2,45	3,63	4,17	3,59	4,58
4,47	0,43	3,94	2,67	2,90	4,29	1,99	3,08	4,65	2,17	2,69	2,00	0,92
0,05	0,11	0,02	0,02	0,01	0,06	0,09	0,00	0,03	0,04	0,01	0,04	0,01
0,11	0,73	0,16	0,04	0,06	0,05	0,27	0,08	0,04	0,08	0,01	0,10	0,05
0,11	0,16	0,04	0,05	0,04	0,00	0,12	0,03	0,17	0,05	0,08	0,04	0,09
0,38	0,01	0,65	0,78	1,21	0,58	2,06	1,21	2,66	0,67	0,4	1,18	0,90
97,80	95,54	96,17	98,46	99,39	96,37	98,05	97,73	98,65	98,97	97,98	96,84	98,27
134	26	13	176	18	524	26	11	31	15	14	18	21
7	3	0,5	2	0,5	3	1	1	3	1	0,5	0,5	0,5
480	10	110	260	100	1.310	70	70	290	75	72	60	23
29	667	78	195	154	9	378	230	50	344	168	346	428
30	24	48	2,5	2,5	33	10	14	22	6	5	2,5	8
182	100	390	80	94	83	143	102	266	135	18	110	110
50	2.400	1.000	765	1.300	50	1.200	1.300	451	1.000	593	1.400	592
12	5	5	25	28	42	5	5	10	5	5	5	44
12	26	9	6	8	25	10	9	6	10	7	8	2,5
2,5	2,5	2,5	2,5	6	6	2,5	2,5	2,5	2,5	6	6	7
48	24	119	33	27	28	47	57	122	22	5	42	35
20	18	80	10	13	10	28	17	58	15	5	15	20

4.5. METAMORFISMO

Los materiales de esta Hoja aparecen afectados por dos tipos de metamorfismo:

— Un metamorfismo regional de grado muy bajo-bajo a medio, pudiendo llegar localmente al grado alto, que afecta a los metasedimentos y rocas ígneas prehercínicas.

— Un metamorfismo de contacto de grado medio a bajo, en relación a los granitos del batolito de Mérida y a los ortoneises, y posiblemente los neises anfibólicos del SE de la Hoja.

4.5.1. Metamorfismo regional

Cronológicamente, el metamorfismo regional más antiguo y más fácilmente reconocible en toda la zona afecta principalmente a los materiales de edad precámbrica y se relaciona a una esquistosidad no muy acusada, marcada por la orientación de los blastos de anfíbol, que generalmente condicionan una textura nematoblástica.

En los materiales paleozoicos, el metamorfismo reconocido es por lo general muy bajo, o bien se sitúa en el límite con la diagénesis profunda.

Así ha sido posible reconocer la existencia de condiciones metamórficas de distinto grado en los materiales prehercínicos, no siendo posible su representación cartográfica, debido a que en la litología presente no contienen minerales índice característicos, y a su vez las rocas intrusivas circundantes producen metamorfismo de contacto que enmascara a menudo las condiciones metamórficas alcanzadas.

4.5.1.1. Metamorfismo regional de grado muy bajo a bajo

En las zonas con metamorfismo de grado muy bajo a bajo aparecen rocas de origen ígneo y sedimentario con características distintas.

Así, en las áreas de composición básica, la textura varía entre granonematoblástica y nematoblástica, llegando en algunos casos a decusada. Las paragénesis minerales que caracterizan el grado metamórfico son:

— Anfíbol incoloro + cuarzo + opacos.

— Anfíbol incoloro + epidota + mica blanca.

— Anfíboles marrones + piroxeno + apatito + plagioclasas + opacos.

— Hornblenda verde + cuarzo + clorita + epidota + sericita + opacos.

— Plagioclasa + epidota.

— Carbonatos + tremolita + opacos.

En las rocas de composición ácida destacan las texturas granoblásticas, siendo las asociaciones minerales más frecuentes:

— Cuarzo + mica blanca + grafito + carbonatos.

— Cuarzo + feldespato alcalino + mica blanca + clorita + epidota + carbonatos + sericita.

La existencia de filosilicatos de grano muy fino del tipo de la sericita y el anfíbol incoloro sugieren un grado metamórfico bajo.

La clorita + carbonatos son simultáneos o posteriores a la milonitización y en muchos casos podría implicar retrogradación de biotita, ya que la clorita posiblemente es oxiclorita. Localmente se han podido reconocer coronas de albita en damero sin deformar y algunos removilizados tardíos de albita y clorita netamente posteriores a la deformación.

Los minerales opacos pueden consistir, en parte, en materia orgánica con grado de grafitización variable.

El cuarzo presenta texturas en mortero. La plagioclasa, generalmente muy cálcica (An_{40}), suele estar saussuritizada y epidotizada, presentando bordes reaccionales menos alterados. El anfíbol, que también puede presentar bordes reaccionales de anfíbol verde, está transformado en epidota, clorita y carbonatos. La epidota está fuertemente zonada, variando según zonas su birrefringencia y dispersión.

4.5.1.2. Metamorfismo regional de grado medio

En las áreas en que el metamorfismo llega al grado medio, la textura varía de granoblástica a nematoblástica, con grano grueso, y se ha establecido el grado metamórfico en base a:

— Birrefringencia y pleocroísmo del anfíbol con tendencia al color marrón.

— Contenido en An de la plagioclasa de la matriz (An_{30}-An_0), con zonación normal.

Las asociaciones minerales más comunes son:

— Hornblenda marrón + plagioclasa + cuarzo + biotita.

— Hornblenda marrón + plagioclasa + rutilo.

— Carbonatos + cuarzo + diópsido.

Algunos anfíboles marrones presentan en la parte externa un anfíbol mucho menos coloreado e incluso incoloro, aspecto que puede representar una retrogradación de la paragénesis metamórfica de mayor grado.

También se ha encontrado la paragénesis:

— Diópsido + carbonatos + granate + cuarzo + clorita.

— Anfíbol marrón + plagioclasa + granate + clorita + anfíbol verde + epidota + saussurita + cuarzo.

— Plagioclasa + hornblenda marrón + clinopiroxeno + anfíbol incoloro + carbonatos.

La asociación mineral granate + diópsido es retrogradada, con formación de cloritas y óxidos sobre los piroxenos.

4.5.2. Metamorfismo de contacto

Los cuerpos de granitos y leucogranitos, así como los ortoneis y los neises anfibólicos del sureste de Mérida generan a su alrededor unas aureolas de contacto reconocibles por la blastesis estática de cristales desorientados y muy a menudo sin deformación posterior.

Se han reconocido dos zonas metamórficas que no ha sido posible representar cartográficamente. La primera, de grado bajo y que presenta textura granoblástica, sería la de la clorita, con la paragénesis:

Cuarzo + plagioclasa + anfíbol verde + clorita + carbonatos

El grado bajo se establece de acuerdo con el tipo de anfíbol, que por sus características podría ser actinolita.

La segunda zona metamórfica reconocida es la de la biotita, que suele dar texturas granoblásticas. La asociación más usual es:

Cuarzo + plagioclasa + feldespato alcalino + biotita

Se observan numerosos puntos triples a 120°, sobre todo en relación con el cuarzo y la plagioclasa que no está deformada, por lo que el metamorfismo estático borra una foliación previa. El cuarzo presenta recristalización poligonal. Las micas se encuentran en agregados decusados, a veces en rosetas, y con frecuencia con textura poiquiloblástica.

Por último, en una muestra se ha encontrado la paragénesis:

Cuarzo + moscovita + turmalina + clorita + feldespato alcalino

La textura granoblástica desorientada, que borra la foliación o estratificación previa de la roca y el tamaño de grano de la moscovita poiquiloblástica, sugiere un metamorfismo de contacto intenso, no confirmado por la existencia de minerales peralumínicos. La presencia de turmalina sugiere más metasomatismo que metamorfismo de contacto de alto grado, aunque los dos fenómenos puedan ir unidos.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La Hoja de Mérida se sitúa a caballo entre las regiones naturales denominadas Vegas Altas y Vegas Bajas de la cuenca terciaria del Guadiana, si bien la mayor parte de ésta se incluye en la primera.

La región posee un régimen climático mediterráneo mesotermal, caracterizado por veranos secos y calurosos e inviernos suaves y húmedos. La temperatura media anual oscila en torno a los 17 °C y las precipitaciones medias se sitúan alrededor de los 500 mm.

El relieve de la Hoja es, en general, poco importante. Cabría destacar al respecto que aproximadamente el 90% del espacio situado presenta una orografía comprendida entre los 200 m y los 400 m —un 75% entre 200-300 m y un 15% entre los 300-400 m (véase esquema hipsométrico)—. Dentro de este paisaje de escaso relieve, en el que predominan lomas y cuestas (en sentido meramente descriptivo) de pequeña magnitud, llama poderosamente la atención el accidente morfográfico de la Sierra de San Serván, relieve anticilinal de cuarcitas, en cuyo cierre periclinal se sitúa la mayor cota de la Hoja (vértice de San Serván de 608 m). Asimismo, los flancos de dicho cierre superan normalmente los 400 m. De este modo, el relieve citado aparece como el accidente orográfico más señalado y, sin duda, más singular de toda la Hoja.

Por otra parte, a partir de la ciudad de Mérida, el río Guadiana se abre sobre su terraza más baja, en extensa llanura, situada siempre en torno a los 200 m. Éste se presenta como otro de los rasgos más característicaos de la Hoja, ocupando buena parte de su tercio occidental.

La omnipresencia del río Guadiana en la Hoja, atravesándola de E a W, condiciona toda la hidrografía estudiada, de manera que todos los ríos y arroyos presentes llegan, en forma de tributarios de diferente orden, a dicho río. Entre éstos, el afluente principal es el río Aljucén, destacando además el río Albárregas, el arroyo del Tripero, el arroyo del Pueblo y el río Rivera de Lácara, que únicamente aparece en el sector más noroccidental.

La red de drenaje existente posee un patrón dendrítico general de diferente densidad, que se presenta más acusado sobre rocas graníticas. En los materiales metamórficos paleozoicos y prepaleozoicos, se puede definir un tipo de red angulado (variante del dentrítico), en el que las fallas, fracturas y sus sistemas de unión han modificado su forma clásica, siendo frecuente en algunos cursos fluviales las curvas fuertes, formando grandes ángulos (arroyo del Judío, por ejemplo).

5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

5.2.1. Estudio morfoestructural

El contexto morfoestructural en el que nos hallamos aparece definido por una amplia depresión situada sobre el Macizo Hespérico: la cuenca terciaria del Guadiana.

Esta depresión, de escaso relieve y forma alargada, se halla en este tramo intermedio rellena por materiales terciarios y cuaternarios. La evolución morfológica de esta cuenca se traduce, a grandes rasgos, en un modelado de relieves tabulares y de vertientes poco nítido.

Dentro de la Hoja se puede advertir una serie de unidades con entidad morfoestructural suficientemente diferenciada.

— *Relieves graníticos.* Aparecen situados principalmente en la parte central de la mitad norte de la Hoja, en el sector NNE del tercio oriental de la misma y al E y SE de la ciudad de Mérida.

El control litológico y estructural que presentan estas rocas en su modelado nos permite hablar de unos verdaderos paisajes graníticos.

Las fallas y diaclasas de estas rocas se presentan como las zonas de debilidad por las que comenzará a actuar la denudación y/o alteración. Estas estructuras se traducen además en un fuerte condicionante de la red de drenaje, tal y como sucede en las inmediaciones del embalse de Proserpina.

Por otra parte, la estructura mineral de este tipo de rocas permite en ambientes morfoclimáticos similares al actual, y de un modo más importante bajo climas más agresivos, la formación de mantos de alteración. La denudación de este manto posibilita la aparición en superficie de una serie de formas residuales (bloques, berrocales, tors...), cuya estructura depende también de la fracturación y el diaclasado.

— *Materiales metamórficos paleozoicos y prepaleozoicos.* Presentan de nuevo un control estructural acusado, donde la abundante fracturación existente aparece como un elemento estructurador del paisaje de primer orden.

El control selectivo de las litologías que componen este zócalo metamórfico también aparece reflejado en el ámbito de la Hoja. Nos referimos a las crestas *hogbacks* y escarpes del cierre perianticlinal de San Serván y de los alrededores del embalse de Cornalbo, donde la resistencia a la alteración de las cuarcitas ha actuado como un elemento determinante del relieve.

— *Materiales detríticos terciarios.* Ofrecen una estructura tabular y en pseudocuestas (debido a la actividad tectónica más reciente) poco definida, de manera que el factor litológico es, sin duda, el gran condicionante de su modelado. En este sentido, la permeabilidad, cohesión, etc., de las diferentes litologías que componen esta serie (arcillas, arcosas, conglomerados y areniscas) condiciona los procesos de incisión lineal y de arroyada tendentes a la uniformización del paisaje.

— *Materiales detríticos cuaternarios.* Sujetos normalmente a la dinámica de la llanura del río Guadiana y sus principales tributarios, puesto que su alta permeabilidad impide otro tipo de procesos de denudación.

5.2.2. Estudio del modelado

El sistema morfoclimático semiárido dominante actualmente en la región que estudiamos condiciona una serie de procesos morfogenéticos, si bien en el caso de la formas poligénicas no actuales es necesario invocar a otro tipo de sistemas y procesos.

5.2.2.1. Laderas

La acción conjunta de la gravedad y del agua en las vertientes desarrolla las siguientes formas de laderas:

— ***Laderas regularizadas.*** Enlazan las terrazas más altas, o bien el glacis de erosión degradado, con las terrazas más bajas. Son poco abundantes.

También aparecen laderas disectadas, donde los procesos de encajamiento y retroceso de los tributarios rompen la uniformidad de las vertientes.

— ***Canchales.*** Se sitúan al pie de los relieves estructurales de cuarcitas de San Serván.

— ***Coluviones.*** Se desarrollan indistintamente sobre materiales paleozoicos y terciarios, si bien su desarrollo es más importante cuando están asociados a los primeros.

— ***Deslizamientos.*** Se observa un deslizamiento gravitacional reciente en la vertiente norte del cierre de San Serván, aunque es posible que sean más abundantes en todo el pie de los canchales de este relieve.

5.2.2.2. Formas fluviales

Podemos dividir las formas originadas por procesos fluviales en dos grupos bien diferenciados:

— Formas asociadas a cursos permanentes.

— Formas originadas por la escorrentía superficial, canalizada o no, de funcionamiento estacional.

Entre las primeras, podemos distinguir:

— ***Canal permanente o de estiaje.***

— ***Barras y canales abandonados.*** Presentan un funcionamiento presente y aparecen afectados por la dinámica actual del río, inundándose en períodos de avenidas normales (no excepcionales). En las cuencas bajas de los tributarios más importantes, los canales adquieren una morfología anastomosada (río Aljucen, río Rivera de Lácara). En aquellas zonas donde el canal adquiere una configuración meandriforme, se distinguen cicatrices de acreción lateral (*point-bar*) en las barras. Cabe destacar además que no todos los canales cartografiados se hallan expuestos a una inundabilidad normal, ya que buena parte de éstos se sitúan sobre la primera terraza, funcionando únicamente en grandes avenidas.

— *1.ª terraza*. Situada de 3 a 4 m sobre el cauce actual. A partir de la desembocadura del río Aljucén, esta terraza se convierte en una amplia llanura. Esta zona está sujeta a la acción del río únicamente en períodos excepcionales.

— *Fondos de valle aluviales de los tributarios principales.* Equivaldrían a la primera terraza del Guadiana y se diferencian de los fondos aluviales-coluviales por su dinámica esencialmente fluvial.

— *Terrazas, terrazas erosivas y escarpes de terraza.* Únicamente al N de la localidad de Arroyo de San Serván puede diferenciarse con claridad la 2.ª terraza, situada a unos 12 m sobre el cauce.

Se reconocen además en toda la Hoja varios retazos de terrazas erosivas, tanto en el río Guadiana como en los principales afluentes (Aljucén y Albárregas, principalmente).

Refiriéndonos ya a las formas de funcionamiento estacional, debemos señalar que los procesos de *incisión lineal y de arroyada en regueros o en manto* adquieren gran importancia en toda la Hoja, dado el carácter semiárido del clima. De esta manera, los procesos de erosión activa juegan un papel importante en la dinámica geomorfológica actual, procesos que se desarrollan de forma especial sobre el manto de alteración existente en las rocas de tipo granitoide y sobre las rocas detríticas del terciario. Este proceso se ha visto favorecido además por una deforestación antrópica generalizada y reciente.

La descarga de los materiales erosionados se realiza normalmente en forma de *conos de deyección*, comunes en toda la Hoja.

Estos procesos de incisión lineal y retroceso de cabeceras generan, además:

— Aristas en rocas cristalinas.

— Divisorias poco nítidas en materiales terciarios.

5.2.2.3. Formas poligénicas

Son abundantes en toda la Hoja. Destacan por su importancia los glacis (en sentido morfológico y genético), distinguiéndose varios tipos:

— *Raña o glacis de piedemonte*. Depósito poligénico de piedemonte. Se reconocen como paleoformas suspendidas, separadas de los niveles de drenaje por escarpes.

— *Rañizo*. Se trata de un glacis mixto, procedente de la degradación de la raña. Actualmente aparece muy degradado a su vez.

— *Glacis de erosión*. Desarrollado bajo mecanismos de erosión areolar. Se reconocen en el campo como retazos de un glacis-terraza o vertientes-glacis, que se articulan con el resto de elementos a través de diferentes tipos de laderas y vertientes.

Son también localmente frecuentes los **glacis actuales-subactuales,** los cuales juegan, junto a los procesos de arroyada e incisión, un papel importante en el modelado actual del paisaje de la Hoja.

Los retazos de las **superficies de erosión** cartografiadas son asimismo atribuibles a un origen poligénico.

Las **alteraciones** poligénicas están presentes también en la Hoja. Entre éstas, se pueden diferenciar dos tipos de naturaleza bien distinta:

— *Arenizaciones en granitos.* La datación de este depósito plantea problemas, al tratarse de un proceso continuo en el tiempo, que posiblemente ha estado funcionando hasta hace poco tiempo, o bien esté funcionando aún por acción de las aguas freáticas. Su afloramiento es discontinuo, por ello aparece en la Hoja un rayado disperso, indicativo de toda el área en que se encuentra este tipo de regolito.

  El desmantelamiento actual de esta alteración está permitiendo la aparición en superficie de **berrocales, relieves residuales** de formas cónica y troncocónica, **resaltes por diques** (relieves residuales lineales), así como la creación de **escarpes.**

— *Caliches.* Aparecen asociados tanto a depósitos arcilloso miocenos como a granitoides. Su composición puede ser mayoritariamente carbonatada, o bien minoritaria, sirviendo en este último caso de cemento a otros materiales. Los procesos que han dado lugar a esta formación han sido, con mucha seguridad, discontinuos en el tiempo y pueden haber tenido lugar a lo largo de todo el Cuaternario, siendo más efectivos en épocas cálidas y secas.

  Por último, son frecuentes en este espacio, además, los **fondos de valle aluvial-coluvial,** denominados también glacis en golfo. Se trata normalmente de cauces sin un caudal permanente. Los procesos más comunes que generan estas formas son la corrosión, las regueras, las arroyadas en manto y en cantal, así como, localmente, los movimientos en masa y la caída de bloques graníticos.

5.2.2.4. Formas endorreicas-lacustres

Se distingue a lo largo de toda la Hoja una serie de navas o zonas de encharcamiento estacional, que se encuentran drenadas dificultosamente por un arroyo emisario. El relleno de estas depresiones es mayoritariamente aluvial-coluvial. Por esta razón, muchos de estos depósitos, distinguidos en el mapa geológico como navas, se han agrupado aquí como fondos aluviales-coluviales.

5.2.2.5. Formas eólicas

Al S del Cortijo Berbén y al N de la población de Villagonzalo se observan unos depósitos arenosos bien clasificados. Estas arenas provienen de la reelaboración eólica de las arenas fluvia-

les, situadas a techo de la secuencia de primera terraza del Guadiana —arenas finas y muy finas— (véase apartado 5.3). Estas formas eólicas permiten interpretar su génesis en un régimen de vientos dominante de componente O.

5.2.2.6. *Formas antrópicas*

Aparecen señaladas las poblaciones, las cerradas de presas y el canal del Zújar, no distinguiéndose otras formas, bien por estar incluidas en la base topográfica o bien por no ser posible su cartografía, dado su reducido tamaño.

5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Las características litológicas y sedimentológicas de la mayor parte de las formaciones superficiales (canchales, coluviones, glacis...) han sido ya descritas en capítulos precedentes. Haremos, por tanto, mención aquí a aquellos aspectos menos tratados hasta ahora, o bien más notorios en la Hoja.

La formación superficial más importante, por su entidad y por su aprovechamiento, es la primera terraza o llanura de inundación del Guadiana. Compuesta por gravas, bloques y cantos envueltos en una matriz arenosa, arenas y limos y arenas finas y muy finas a techo, permiten el desarrollo de los suelos más fértiles, denominados suelos de vega, entisoles o fluviosoles.

Otra formación superficial particularmente interesante es el manto de alteración existente de modo irregular sobre los granitoides. Sobre estas zonas, existentes a veces de manera uniforme, a veces de manera dispersa, existe una capacidad de edafogénesis y de producción alta, posibilitando un buen desarrollo de suelos en todo el dominio.

Los rellenos aluviales-coluviales de fondos de valle son otro de los depósitos más comunes en toda la Hoja, presentando en algunos casos una potencia considerable.

Por último, son de destacar los niveles de rañizo dispersos por todo el mapa, los cuales actúan como el soporte necesario para la formación de suelos.

5.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA

El territorio englobado en la Hoja de Mérida posee una evolución morfológica íntimamente ligada a la dinámica de la cuenca fluvial del río Guadiana. Ésta, a su vez, tiene una evolución pareja a la de otras cuencas terciarias del Macizo Hespérico.

El punto de partida de esta evolución dinámica podríamos situarlo en una amplia superficie de erosión que termina de elaborarse en el Paleógeno, desarrollada sobre materiales paleozoicos y prepaleozoicos. Los restos de esta superficie se localizan actualmente, tanto al norte como al sur, en las elevaciones montañosas del borde de la cuenca, o bien fosilizadas bajo los depósitos terciarios. La exhumación reciente acaecida por desmantelamiento de los terciarios

permite la aparición de restos de superficies (El Chaparral, Dehesa de las Yeguas...), que bien pudiera tratarse de la que aquí citamos. Pero lo cierto es que esta circunstancia no ha sido confirmada, pudiéndose tratar también de otra superficie que veremos a continuación y que podríamos llamar superficie prerraña.

Los primeros impulsos de la orogenia alpina, a finales del Paleógeno, produjeron la fracturación de esta superficie, así como la elevación de una serie de bloques, creándose por ende unas cuencas interiores o surcos.

Estas depresiones se rellenaron fundamentalmente durante el Mioceno, a partir del desmantelamiento de las alteritas preterciarias de los márgenes elevados de la cuenca, en medios deposicionales esencialmente fluvio-lacustres (DÍAZ DEL OLMO, 1986).

Durante el Mioceno terminal y el Plioceno inferior se desarrolla en este espacio una nueva superficie erosiva bajo un clima tropical húmedo que bisela las diferentes litologías y aplana las culminaciones de crestas y *hog-backs* (VAN ZUIDAM, F. I., 1989). Las culminaciones planas de los relieves de La Loma, Cabeza Rasa, Las Veredillas o Las Cumbres son los testigos actuales de la superficie citada.

Posteriormente, esta superficie evoluciona in situ, y bajo climas en régimen biostásico (cálido y húmedo), hacia una superficie meteorizada, en la que se arenizan los granitos y se transforman los depósitos neógenos.

Aún dentro del Plioceno, se origina una nueva reactivación de las fracturas preexistentes, produciéndose así un nuevo rejuvenecimiento del relieve. En este marco se produce la deposición de la **raña (d)**, depósito poligénico representativo de abanicos aluviales que, en forma de glacis de acumulación, acarreaban materiales del regolito plioceno y enlazaban por medio de pedimentos con los relieves montañosos de la Sierra de Montánchez al norte y Sierra Morena al sur.

Este depósito, de edad del Plioceno superior-Pleistoceno inferior, debió de alcanzar una amplia extensión geográfica, abarcando casi con seguridad la práctica totalidad de la Hoja y recubriendo tanto al zócalo como a los materiales terciarios.

En la Hoja de Mérida aparecen restos de la raña en ambas vertientes del Guadiana (Casa del Olivar, La Dehesilla, Los Llanos...), cuyas direcciones de aportes nos informan sobre los primeros estadios de la jerarquización de la red fluvial del río Guadiana a principios ya del Cuaternario, que al parecer presentaría en sus primeros estadios un acusado carácter de hidromorfía.

A partir de este instante se produce una alternancia de episodios coincidentes normalmente con fases y estadios glaciares e interglaciares, que originan:

— Desarrollo de superficies de planación (fases y estadios glaciares).

— Incisión fluvial predominante (fases y estadios interglaciares), tal y como sucede en el momento actual.

En un primer estadio, situado en torno al Pleistoceno inferior-medio y bajo un clima de estepa o semidesértico (VAN ZUIDAM, F. S., 1989), se origina una primera planación que reduce y degrada el nivel sedimentario de conglomerado original de la raña. La formación de este glacis mixto, denominado rañizo (e), debió de tener lugar en las pendientes más bajas de la cuenca (causa por la cual debió alcanzar gran extensión en nuestra Hoja), siendo los procesos de arroyada en manto y concentrados los principales responsables de su formación.

Un nuevo período de encajamiento posterior al rañizo acabará dando, ya en el Pleistoceno superior, un nuevo nivel de aplanamiento generalizado, situado en torno a los 270 m. Los restos de esta superficie son comunes al SW de Sierra Bermeja, (NE de la Hoja de Mérida), en el interfluvio de los ríos Rivera de Lácara y Aljucén), y en general en las proximidades del río Guadiana y sus tributarios, quedando actualmente como lóbulos degradados a modo de terraza.

El período de incisión que sigue a esta última planación forma a finales del Pleistoceno terrazas, tanto sedimentarias como de erosión, que sirven de enlace entre el glacis de erosión que acabamos de describir y la terraza más baja del río Guadiana.

Ya en el Holoceno, la incisión fluvial interglaciar aparece degradando aún más los retazos de las superficies mencionadas, exhumando los relieves graníticos arenizados (zonas de La Dehesa de Campomanes, Colada del Canchal...), fosilizadas bajo el Mioceno y descubriendo restos de las superficies de erosión poligénicas; al mismo tiempo se desarrollan fenómenos de ladera, procesos de hidromorfismo (navas) y retoques eólicos de las arenas de la terraza más baja.

5.5. MORFOLOGÍA ACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

La morfología actual de este sector de la Cuenca del Guadiana está dominada por el equilibrio en los procesos de origen denudativo, incisión lineal arroyada, movilización en masa de laderas, etc., y deposicional rellenos de fondos de valle, canchales y coluviones, desarrollo del manto eólico, etc.

Cara al futuro, puede considerarse que pequeñas variaciones en el régimen climático de la región podrían provocar cambios apreciables en dichos procesos activos, modificándose las tasas en uno u otro sentido.

Sin embargo, es el factor antrópico el que previsiblemente tenga mayor efecto a corto plazo sobre las condiciones morfodinámicas actuales, al provocar cambios trascendentes en factores tales como el régimen hidrológico regional o en los usos de los suelos.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Los materiales más antiguos que se pueden reconocer dentro de la Hoja corresponden a la sucesión Anfibolítica, que se compone de anfibolitas, cuarcitas feldespáticas, areniscas y esquistos grafitosos (22), metaarcosas, metaareniscas y neises de bajo grado (26), diopsiditas y cuarcitas diopsídicas (25) y volcanitas básicas (24), intruidas por los neises anfibólico miloníticos (20) y que han sufrido los efectos de un metamorfismo regional retocado en muchas

zonas por un metamorfismo de contacto. Se han correlacionado con la Sucesión Montemolín y Tendudía, no descartando la posibilidad de que los depósitos superiores de metaarcosas y metaarenitas (27) se corresponden con la Sucesión Malcocinado.

Regionalmente, a estas sucesiones se les supone de edad del Rifeense medio a superior, siendo más recientes los materiales equivalentes a la Sucesión Malcocinado, entre Rifeense superior a Vendiense.

Estas sucesiones debieron de depositarse en un medio abierto, subsidente, con una cuenca poco profunda y con efusiones volcánicas frecuentes, donde los aportes de terrígenos y materiales volcanoclásticos de distinta naturaleza eran importantes. Las manifestaciones volcánicas condicionarían un medio en el que los procesos físico-químicos favorecerían la formación de cuarcitas negras, las cuales son frecuentes en pequeños bancos.

Las condiciones sedimentarias no debieron de cambiar mucho a lo largo de su desarrollo, dado que siempre aparecen los mismos tipos de depósitos: anfibolitas, cuarcitas y bancos de carbonatos y diopsiditas, lo que apunta hacia una cuenca uniforme. Su profundidad no era muy grande, dado que aparecen lentejones esporádicos de carbonatos.

Los niveles superiores, que podrían equivaler a la Sucesión Tentudía y Malcocinado, se diferencian en el mayor contenido de materiales volcanoclásticos. Según SÁNCHEZ CARRETERO *et al.* (citado en el mapa geológico de Almendralejo, n.º 803), estos materiales indicarían un volcanismo orogénico calcoalcalino que marcaría el final del ciclo precámbrico. Supuso, posiblemente, el desarrollo de una cadena relacionada con un margen continental activo.

Por encima de estos materiales tenemos dos unidades de difícil situación cronológica, dada la falta de datos de fauna fósil:

1. Por un lado, las metaarenitas, metaarcosas, microconglomerados y porfiroides, con cuarcitas (27), a los cuales asignamos una edad del Vendiense-Cámbrico por correlación con la Sucesión de Torreárboles, que a pesar de no estar perfectamente datada, en otras áreas presenta restos orgánicos que permiten pensar que en ella se encuentra el límite Precámbrico-Cámbrico, como se ha fijado en la Sierra de Córdoba. Se encuentran rodeadas por los ortoneises ácidos-intermedios, por lo que no se puede ver su relación con los materiales anteriores.

2. Por otro lado, las calizas y dolomías recristalizadas, calcoesquistos cineritas, cuarcitas, calcoarenitas, esquistos sericíticos y mármoles (29), se han correlacionado con la Formación Alconera, de edad del Cámbrico inferior. Esta unidad consiste en una serie de secuencias que comienzan con materiales detríticos y van hacia términos más carbonatados, lo que implicaría un ambiente marino transgresivo.

Todo este conjunto representaría el resultado del desmantelamiento de relieves cercanos desde el final del Precámbrico al Cámbrico, con una gran cantidad de aportes de terrígenos y material volcanodetrítico, posiblemente después de un episodio orogénico, que aunque no ha podido ser comprobado con datos de campo, estaría justificado en la existencia de la discordancia cartográfica deducida para estos materiales. Después vendrían los sedimentos marinos de plataforma somera, en la que se depositaría también la fracción de cenizas de origen volcánico.

En este mar somero, llegados los tiempos ordovícicos, aumentarían los aportes siliciclásticos y se desarrollarían barras de arenas, hasta ser sustituidas por depósitos continentales, como las arcosas del Tremadoc, relacionadas con sistemas fluviales trenzados en los que es frecuente encontrar canales. Se trataría del desmantelamiento de un macizo de rocas graníticas, al que habría que sumar los aportes de una importante actividad volcánica.

Tras este período regresivo se produciría otra fase transgresiva, depositándose las cuarcitas armoricanas, que se interpretan como depósitos marinos de plataforma. Así, se formaría una serie de barras que migrarían por la plataforma movidas por las corrientes de marea. Estos depósitos pasarían rápidamente a condiciones marinas más profundas, llegando a quedar los sedimentos por debajo del nivel de base del oleaje, como implicarían los esquistos sericíticos del techo de estas cuarcitas.

En el Ordovícico medio se produce una situación semejante, con una transgresión o un hundimiento de la cuenca, que se traduce en depósitos más arcillosos (pizarras negras), con alguna interrupción de sedimentación detrítica de plataforma.

Durante la orogenia hercínica, una primera fase de esfuerzos compresivos deformó todos los materiales descritos, apilando mediante pliegues y/o cabalgamientos, vergentes hacia el NE, las distintas litologías.

La segunda fase de deformación aprieta las estructuras anteriores y compartimenta los materiales del Precámbrico, deformándolos mediante cizallas con movimiento sinestrorso, llegando a milonitizar algunas áreas.

Por último, en fases ya tardías, se produce la intrusión permitida de los granitos del batolito de Mérida, los cuales afectan al resto de materiales con un metamorfismo de contacto, marmorizando las rocas carbonatadas y produciendo fenómenos de *skarn*, llegando en algunas zonas a ser de grado alto. Este emplazamiento pudo darse durante el Carbonífero, por correlación con áreas próximas.

Se puede concluir que el área que comprende la Hoja para los tiempos precámbricos funcionó como un margen continental activo, produciéndose una transición hacia situaciones más tranquilas a lo largo del Paleozoico en ella representado, siendo afectadas sus estructuras por la orogenia hercínica con plegamientos y/o cabalgamientos y cizallas, que han podido reactivarse posteriormente.

En tiempos más recientes se produce su erosión y peneplanización, dejando tan sólo los cerros isla más resistentes.

La reconstrucción de la paleogeografía de las cuencas desde el Paleógeno hasta el Mioceno medio no es posible, al no disponer de afloramientos de materiales de estas edades.

Es posible que debido a la fase de deformación que tiene lugar a finales del Mioceno inferior, y que es patente en zonas próximas a la que nos ocupa, se originase una cuenca de mayor amplitud que la que actualmente observamos en la Cuenca del Guadiana.

Durante esta época, la destrucción de los relieves originados ocasionaría el relleno de una cuenca, extensa pero con escasas diferencias de relieve, con materiales de procedencia fundamentalmente del Paleozoico y granítica. Serían los materiales descritos en el apartado del primer ciclo (Unidad inferior) y corresponderían a abanicos aluviales con facies desde proximales a distales. La distribución geográfica de estas facies sugieren una dirección de los aportes desde el norte hacia el sur, rellenando depresiones no muy acusadas e irregulares.

Esta distribución pudo ser modificada por fenómenos tectónicos de carácter distensivo y basculamientos de bloques de no gran importancia, que conformasen una nueva paleogeografía de la cuenca (segundo ciclo), en la que se produciría la sedimentación generalizada de facies arenosas y limo-arenosas de naturaleza arcósica. Los afloramientos de los materiales de este segundo ciclo no permiten reconstruir la distribución areal de las distintas facies. En líneas generales, y dentro de la zona trabajada, parece que las facies de fracción gruesa se encuentran situadas en la zona de Montijo, Lobón y Mérida, mientras que hacia el norte y este los niveles detríticos pierden su componente de gravas y se enriquece en términos arenosos y limolíticos.

Posteriormente, nuevos fenómenos distensivos volverían a condicionar los límites de la cuenca, aproximándola a la que hoy conocemos. Así, un borde activo de esta cuenca, y causante de gran parte de la sedimentación de los materiales de edad pliocena, se encuentra en la zona norte, Sierra del Vidrio y Sierra de San Pedro, en cuyas proximidades encontramos las facies de borde de esta unidad, y con un desarrollo claro hacia el sur de las facies fluviales.

Esta disposición sería modificada sucesivamente durante el Cuaternario, provocando el hundimiento progresivo de la cuenca, hasta alcanzar ésta la forma en que la conocemos en la actualidad.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

La mayor parte de los indicios mineros de la zona son de carácter hidrotermal peribatolítico y se relacionan a filones de cuarzo con mineralizaciones de W, Sn y Cu, estando generalmente encajados en esquisto y anfibolitas afectados de metamorfismo de contacto y en facies graníticas de borde.

Dentro del batolito, los indicios minerales son más escasos, explotándose el granito en pequeñas canteras como material de construcción de escasa entidad.

Los indicios más importantes se sitúan junto a un stock granítico aflorante al sur de Mérida: El Berrocal-La Coscoja y en las facies leucograníticas de borde, al sur del Batolito de Mérida. Los principales filones fueron explotados mediante pozos maestros y galerías hasta mediados del presente siglo. Las escombreras son de escasa o nula entidad.

Otro indicio importante es el de la mina del Judío, al sureste de Mérida.

Cuadro 7.I. Indicios y/o yacimientos

Código	Nombre	Coordenadas UTM	Término municipal	Sustancia
1	Desconocido	X 728.900 Y 4.314.000	Mérida	Sn-W
2	El Reventón	X 7.36.180 Y 4.309.810	Mérida	Cu-U-W
3	Desconocido	X 731.400 Y 4.306.800	Mérida	W-Sn
4	Desconocido	X 731 Y 4.319.175	Mérida	Sn-W
5	Desconocido	X 729.100 Y 4.314.650	Mérida	P
6	Desconocido	X 726.700 Y 4.319.000	Mérida	Ti
7	Mina El Judío	X 736.750 Y 4.310.725	Mérida	P
8	Cortijo Araya	X 725.700 Y 4.313.250	Mérida	Sn-W-Ti
9	El Berrocal	X 731.750 Y 4.305.900	Mérida	W-Sn
10	Camino de la Salud	X 723.000 Y 4.317.150	Esparragalejo	W-Sn
11	Proserpina	X 729.375 Y 4.317.700	Mérida	W-Ti-Sn
12	El Guijo-Rayarejo	X 732.550 Y 4.318.325	Mérida	W-Sn
13	Cantera Alacant	X 719.350 Y 4.312.460	La Garrovilla	Áridos. Calizas

minerales de la Hoja 777 (Mérida)

	Morfología	Mineralogía	Labores	Observaciones
	Desconocida	Cuarzo Wolframita	—	No encontrado
	Filoniana NO-SE	Cuarzo-Wolframita Calcopirita-Pirita-Antracita-Torbrnita-Galena	Pozos, calicatas y 1 galería	Se conocen también como minas del Judío
	Filoniana N 150°E	Cuarzo-Wolframita-Casiterita	Pequeños socavones. Galería subterránea muy superficial	
	Filoniana	Wolframita-Casiterita	Pequeñas	
	Filoniana	Fosforita	Pocito de reconocimiento	No encontrado
	Diseminada			
	Filoniana	Fosforita	Pozo-Galería	Pequeñas escombreras
	Filoniana perilatolítica	Cuarzo-Ilmenita-Wolframita-Casiterita	Calicatas y galerías	Pequeñas escombreras
	Filoniana perilatolítica.	Cuarzo-pirita-Calcopirita-Arsenopirita-Wolframita-Casiterita	Calicatas y galerías de exploración	Según Sos Baynat (1964), la asociación mineralógica es más amplia
	Filoniana N 30° E	Cuarzo-Wolframita-Casiterita-Óxidos de hierro	Calicatas	
	Filoniana N 120° E	Cuarzo-Ilmenita-Arsenopirita-Wolframita-Casiterita-Pirita-Calcopirita-Óxidos de hierro	Calicatas	
	Filoniana N 10°-15° E y N 130°-140° E	Cuarzo-Casiterita-Wolframita-Calcopirita-Pirita-Malaquita-Goethita	Pozos y calicatas. Galería	Greissenización
			2 canteras medianas	Titular Forte S. A. Producción estimada 26.000 m^3*. Activa

Cuadro 7.I. Indicios y/o yacimientos

Código	Nombre	Coordenadas UTM	Término municipal	Sustancia
14	Desconocido	X 719.690 Y 4.312.300	La Garrovilla	Cal. Calizas. Aglomerados
15	Sierra Carija	X 728.050 Y 4.313.900	Mérida	Áridos. Calizas
16	El Espadañal	X 730.000 Y 4.309.030	Mérida	Arcillas
17	Ancón	X 731.430 Y 4.308.570	Mérida	Gravas y arenas
18	Cortijo de Villa Maña	X 726.900 Y 4.304.350	Calamonte	Arcillas
19	Desconocido	X 720.350 Y 4.312.700	La Garrovilla	Granito
20	Los Baldíos-Preserpina	X 729.325 Y 4.318.050	Mérida	Granito
21	Mirandilla	X 734.500 Y 4.319.900	Mirandilla	Granito
22	Charca Mirandilla	X 734.250 Y 4.319.200	Mirandilla	Granito
23	El Berrocal	X 731.825 Y 4.306.100	Mérida	Granito
24	Desconocido	X 732.900 Y 4.305.750	Mérida	Gravas y arenas
25	Desconocido	X 743.850 Y 4.311.050	Villagonzalo	Gravas y arenas

* Información obtenida en La minería en Extremadura. Junta de Extremadura. Consejería de Industria y Energía, 1987.

minerales de la Hoja 777 (Mérida) **(Continuación)**

	Morfología	Mineralogía	Labores	Observaciones
			2 canteras pequeñas a medianas.	Titular Miguel Sánchez Sánchez. Prod. estimada 150 Tm*. Activa
			Cantera grande	Titular Cacija S. A. Producción estimada 150 Tm*. Activa
			2 canteras pequeñas	Titular Cerámica de Mérida, S. L. Producción estimada 8.000 Tm*. Activa. Se emplea para cerámica
			Cantera grande	Titular Transportes Castello, S. A. Producción estimada 47.500 m^3*. Activa. Se emplea para arcillas.
			Cantera mediana	Alteraciones hidrotermales en relación a fracturas.
			Cantera pequeña	Granito porfídico en facies de borde. Color gris blanco
			Cantera pequeña	Granito porfídico con cordierita. Se emplea en mampostería. Uso local.
			Cantera pequeña	Granito fino albítico. Se emplea localmente para adoquines.
			Cantera pequeña	Granito porfídico.
			Cantera mediana	Granito fino leucomático. Se emplea para adoquines y lápidas.
			Cantera	
			Cantera	

En la actualidad sólo se explotan las calizas del Cámbrico en Cerro Carija y cerca de La Garrovilla, así como algunas graveras de las orillas del Guadiana, para zahorras, gravas, gravillas y para aglomerados asfálticos en caliente y hormigones.

7.1.1. Minerales metálicos

Todos los indicios mineros son filonianos: se encuentran dentro del dominio ígneo y actualmente están inactivos.

Fundamentalmente se trata de filones de cuarzo de dirección NO-SE y N-S, con wolframita y casiterita, acompañados en ocasiones por ilmenitas. Suelen llevar asociados sulfuros como arsenopirita, calcopirita y pirita. Ocasionalmente se puede encontrar galena, oro y cinabrio. A menudo presentan superficies de alteración de óxidos de hierro y goethita.

En general se encuentran en pequeñas explotaciones de tipo artesanal, consistentes en calicatas y pocillos, con escasa importancia económica.

7.1.2. Minerales energéticos

Existe en la Hoja un indicio cuya morfología y características corresponden con un cuerpo filoniano y que, según cita el libro *La minería en Extremadura,* (1987), contiene uranio. No se tiene conocimiento de la existencia de actividad minera en el área, en relación a esta sustancia.

7.1.3. Rocas y minerales industriales

Dentro de las rocas industriales, la mayor importancia la tienen las explotaciones de caliza para la obtención de aglomerados y áridos, situadas en relación a las calizas y mármoles de edad cámbrica, así como las graveras del Guadiana para la obtención de grava, arena y arcilla, para áridos.

También cabe destacar los indicios de arcilla, producto de la alteración de las pizarras, la cual se destina a la producción de cerámicas.

Menos abundantes son los filones de fosforita, los cuales han sido muestreados con pocillos y galerías, como en la mina de El Judío, posiblemente el indicio minero más importante dentro de la Hoja.

Dentro del dominio granítico de la Hoja aparecen algunas canteras de pequeño tamaño, para la explotación del granito con destino a la construcción, fundamentalmente bordillos y adoquines. La actividad de estas canteras es intermitente y su producción es de ámbito local. Destacan por su importancia las canteras de El Berrocal y Mirandilla.

SOS BAYNAT (1964) cita un indicio de wollastonita en relación con las calizas metamorfizadas de Sierra Carija, que no se ha podido localizar.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Climatología

La Hoja de Mérida, situada en las Vegas del Guadiana, al norte de la provincia de Badajoz, presenta un clima del tipo mediterráneo subtropical.

La precipitación media, próxima a los 500 mm/año (período 1940-1985), se distribuye en unos 80 días de lluvia, que se concentran en los meses de octubre a abril mayoritariamente, con estiajes muy severos.

La temperatura media anual, para el citado período, es de unos 17 °C; los meses más calurosos son julio y agosto, en los que son muy comunes temperaturas máximas diarias próximas a 40 °C; diciembre es el mes más frío del año.

La evapotranspiración potencial es muy elevada (850-950 mm/año), superando a la precipitación, en valor medio mensual, durante el período que va de abril a septiembre.

7.2.2. Hidrología superficial

La Hoja queda caracterizada por el río Guadiana, que la recorre en sentido este-oeste. Tras Valverde de Mérida, el río describe un gran arco, sorteando materiales dioríticos, que define un valle escasamente desarrollado; mientras que aguas abajo de Mérida se produce un ensanchamiento del mismo donde se asientan parte de los regadíos de las Vegas Bajas del « Plan Badajoz que se abastecen de los recursos del embalse de Montijo, situado en el río Guadiana, suministrados a través de los canales de Lobón y Montijo.

El embalse de Montijo tiene una capacidad de almacenamiento de 10,6 hm^3 y un volumen de regulación de 20 hm^3/año. Actualmente presenta un avanzado estado de eutrofización, consecuencia de la presencia de elevados niveles de materia orgánica, que tienen su origen en los diferentes vertidos producidos aguas arriba del mismo.

El río Guadiana recibe por su margen derecha a los ríos Albarregas, Aljucén y Lácara; por la margen izquierda los afluentes tienen menor importancia: arroyos del Pueblo, del Carrasco y del Tripero, etc.

Dentro de la Hoja se localizan otros dos embalses, cuyas presas son de construcción romana: Proserpina y Cornalbo; se encuentran situadas en los cursos del arroyo de las Pardillas (afluente del río Aljucén) y del río Albarregas, respectivamente. El primero de ellos se destina a uso recreativo y el segundo para abastecer a las poblaciones de Mirandilla y Trujillanos.

En el río Lácara se sitúa la presa de Los Canchales, de reciente construcción (1990), que con un volumen de embalse de 15 hm^3, en parte, se destinará al abastecimiento de las poblaciones de Esparragalejo, La Garrovilla, Torremayor, Montijo y La Puebla.

En cabecera de esta misma cuenca, fuera de los límites de la Hoja y en las proximidades de Cordobilla de Lácara, se sitúan los embalses de Hornotejero y El Boquerón, con capacidades de almacenamiento de 24 hm^3 y 5,6 hm^3, respectivamente.

Cuadro 7.2. Inventario de puntos de agua

Núm. de registro	Naturaleza (1)	Prof. de la obra (m)	Nivel piezométrico (m.s.m)	Caudal (l/seg)	Litologia acuífero (2)	Acuífero (3)	
113110001	P	11,30	—		g	21	
113120001	P	10,00	5,3	5	ARE-GR	21	
113120002	P	11,00	6,3	10	ARE-GR	21	
113120003	P	7,50	5,5	0,7	ARE-GR	21	
113120004	P	4,50			CA	21	
113120005	P	6,00			CA	21	
113120006	P	2,00			g	21	
113120007	P	28,00			CA	21	
113130001	P	11,00			g	21	
113130002	M	?			g	21	
113130003	P	3,00			g	21	
113150001	P	5,00	1,5	0,8	ARE-GR	21	
113150002	P	6,50	4,3	0,3	ARE-GR	21	
113150003	P	5,50	4,3	0,3	ARE-GR	21	
113150004	P	11,00	5,0	4,1	ARE-GR	21	
113150005	P	8,00	3,9	—	ARE-GR	21	
113150006	P	6,00	3,2	1,0	ARE-GR	21	
113150007	P	10,00	6,2	8,0	ARE-GR	21	
113150008	P	5,20	4,5	-	ARE-GR	21	
113150009	P	8,00	4,0	0,8	ARE-GR	21	
113150010	P	7,50	6,5	1,2	ARE-GR	21	

de la Hoja de Mérida (1131-777)

	Conductividad (µS/cm)	Sólidos disueltos (mg/l)	Usos del agua (4)	Origen documentación	Fecha origen datos generales	Observaciones
	—		A	ITGE		
	707		R	ITGE		
	347		I	ITGE		
	874		A-R	ITGE		
	—		O	ITGE		
	—		A	ITGE		
	—		A	ITGE		
	—		A	ITGE		
	—		R	ITGE		
	—		G	ITGE		
	—		A	ITGE		
	—		G	ITGE		
	761		A	ITGE		
	1.050		A-G	ITGE		
	961	918,45	A-R	ITGE		Análisis químico
	598		A	ITGE		
	734		I	ITGE		
	866		A	ITGE		
	668		O	ITGE		
	827		A	ITGE		
	1.072		A-G	ITGE		

Cuadro 7.2. Inventario de puntos de agua

Núm. de registro	Naturaleza (1)	Prof. de la obra (m)	Nivel piezométrico (m.s.m)	Caudal (l/seg)	Litología acuífero (2)	Acuífero (3)
113150011	P	10,00	6,3	4,0	ARE-GR	21
113150012	P	7,00	2,3	4,2	ARE-GR	21
113150013	P	4,80			LI-ARE-PIZ	21
113150014	M	—			LI-ARE-PIZ	21
113150015	P-S	24,30			ARE-GR	21
113150016	P	4,00			ARE-LI	21
113150017	P	6,00			ARE-GR	21
113160001	P	10,00			ARE-GR	21
113160002	S	37,00			ARE-GR-LI	21
113160003	S	35,00			PIZ	21
113170001	P	12,00			ARE-GR	21
113170002	P	7,20	—	15,0	ARE-GR	21
113180001	P	8,00	6,4	1,0	ARE-GR	21
113180002	P	5,00	3,0	1,0	ARE-GR	21
113180003	P	10,00			ARE-GR	21
113180004	S	20,00			ARE-GR	21
113180005	S	—	—	—	ARE-GR	21

(1) M = Manantial; P = Pozo; S= Sondeo; P.S= Pozo con sondeo.
(2) ARE = Arenas; GR = Gravas; AR = Arcillas; LI = Limos; CA = Caliza; g = Granitos.
(3) Núm. del PIAS.
(4) A = Abastecimiento; R = Regadío; I = Industrial; G = Ganadería; O = No se usa; A.N = Abast. núcleo urbano.

***de la Hoja de Mérida (1131-777)* (Continuación)**

	Conductividad (µS/cm)	Sólidos disueltos (mg/l)	Usos del agua (4)	Origen documentación	Fecha origen datos generales	Observaciones
	1.004		A.R	ITGE		
	1.133		R	ITGE		
	947	772,03	A.N	ITGE		Análisis químico
	—		A	ITGE		
	—		A.N	ITGE		
	—		AG	ITGE		
	—		R	ITGE		
	924		R	ITGE		
	1.918	811,59	G	ITGE		Análisis químico
	—		R	ITGE		
	928		I	ITGE		
	431	392,22	A.N	ITGE	SEP-1990	Análisis químico
	1.135		A	ITGE		
	—		I	ITGE		
	—		A.N	ITGE		
	—		O	ITGE		
	1.181	1.015,84	A.N	ITGE	SEP-1990	Análisis químico

7.2.3. Características hidrogeológicas

La Hoja de Mérida se encuentra a caballo entre las denominadas Vegas Altas y Bajas del Guadiana, en el norte de la provincia de Badajoz.

La mayor parte de las formaciones geológicas representadas corresponden a materiales prácticamente impermeables: rocas plutónicas (granitos y dioritas) y metamórficas, así como los depósitos terciarios denominados barros. La formación de mayor interés hidrogeológico de la zona corresponde al aluvial y terrazas del río Guadiana, perteneciente al sistema acuífero n.º 21 según nomenclatura del PIAS (Plan de Investigación de Aguas Subterráneas), Terciario detrítico y Cuaternario del Guadiana en Badajoz.

Las rocas ígneas y metamórficas constituyen el zócalo hercínico de la Depresión del Guadiana, que en conjunto pueden considerarse como un bloque impermeable. Solamente las metacalizas cámbricas y las cuarcitas ordovícicas, intensamente fracturadas, constituyen formaciones potencialmente acuíferas, que debido al reducido tamaño de sus afloramientos, presentan un interés hidrogeológico de carácter local.

Los afloramientos calizos se extienden formando una banda comprendida entre Montijo y Mérida, al norte del río Guadiana; en esta formación se sitúa el sondeo de abastecimiento a Esparragalejo. Por otro lado, la Sierra de San Serván constituye el principal afloramiento cuarcítico.

Rellenando el zócalo se sitúa una potente masa, prácticamente impermeable, de materiales detríticos terciarios, con contenidos variables en carbonatos, en los que domina la facies arcillosa. Las captaciones de agua realizadas en la misma han resultado improductivas o de muy bajo rendimiento; solamente los depósitos pliocuaternarios tipo raña, formados por cantos cuarcíticos englobados en una matriz areno-limosa, más permeable, pueden constituir acuíferos aislados, aunque de escaso desarrollo y, por tanto, de reducido interés hidrogeológico.

Aluvial y terrazas conforman una unidad acuífera por porosidad intergranular formada por los depósitos cuaternarios situados a lo largo del río Guadiana y afluentes. Éstos están constituidos por cantos, gravas, arenas y limos, mayoritariamente, con una potencia variable entre los 5 y 20 m. La recarga se produce por retorno de los excedentes de agua superficial utilizada para riego y por infiltración del agua de lluvia; la principal salida tiene lugar a través del río Guadiana, que actúa como eje principal de drenaje. Con una permeabilidad media-alta, las captaciones situadas en el aluvial explotan unos caudales que varían entre 1 l/s y 10 l/s, que se usan para riego agrícola, constituyendo un complemento del agua superficial; si bien, en parte, se destinan al abastecimiento de algunas poblaciones: San Pedro de Mérida, Don Álvaro, Villagonzalo, Valverde de Mérida, etc. (Cuadro 7.2. Inventario de puntos de agua).

Las aguas del aluvial y terrazas del Guadiana son de naturaleza sulfatada y bicarbonatada magnésico-cálcica, duras y de mineralización notable. Desde hace varios años se vienen realizando controles de potabilidad de las aguas en los sondeos de abastecimiento a las poblaciones anteriormente citadas, detectándose elevados contenidos en nitratos, que durante gran parte del año superan los límites admisibles para el consumo humano. Esta contaminación tiene su origen en la utilización de abonos ricos en compuestos nitrogenados, así como en las numerosas explotaciones ganaderas existentes en la zona.

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

En esta Hoja se han seleccionado siete puntos de interés geológico (PIG), cuya localización y principales características se recogen en sus correspondientes fichas resumen (Anexo I).

De estos siete PIG, dos pertenecen a metasedimentos y presentan estructuras tectónicas; cuatro de ellos presentan aspectos de los contactos entre cuerpos intrusivos entre éstos y los metasedimentos, y el séptimo corresponde a un indicio minero.

El contenido de cada uno de estos PIG es el siguiente:

— PIG n.º 1. Vista general del cierre periclinal del anticlinal arroyo de San Serván, afectando a cuarcitas en facies armoricana. Desde dicha localidad se asciende por una pista hasta el vértice geodésico.

— PIG n.º 2. Contacto del leucogranito porfídico y las calizas con metamorfismo de contacto. Situado a la altura del km 4 de la carretera que va desde Mérida al embalse de Proserpina.

— PIG n.º 3. Contacto entre las facies granítico-monzogranítico porfídicas y los diques leucograníticos. Se sitúa en el km 9 de la carretera de Proserpina, tras pasar el arroyo de Las Adelfas.

— PIG n.º 4. Enclaves métricos y decimétricos en la facies de granito-monzogranito porfídico. Importante afloramiento, situado a unos 40 m al oeste del camino a la ermita Ntra. Señora de La Salud, desde Esparragalejo, a unos 2,5 km de esta localidad.

— PIG n.º 5. Pliegues menores de fase 1 y boudinage en anfibolitas y metaarenitas. Situado sobre la carretera de Valverde de Mérida a Don Álvaro, a la altura de la antena de CTNE.

— PIG n.º 6. Canteras y minas de El Berrocal; stock leucogranítico de grano fino-medio, donde se pueden encontrar diversas paragénesis.

— PIG n.º 7. Dique de pórfido granítico que presenta una aureola de enfriamiento de composición dacítica en un encajante de anfibolitas. Sobre la carretera de Valverde de Mérida a Don Álvaro, a unos 600 m al sur del vértice del Guijo de Valverde.

9. BIBLIOGRAFÍA

APALATEGUI, O.; JORQUERA, A., y VILLALOBOS, M. (1985): *Hoja número 803 (Almendralejo)*. MAGNA. ITGE.

APARICIO, J. M.; BARRERA, J. L.; CASQUET, C.; PEINADO, M., y TINTO, J. L. (1977): Caracterización geoquímica del plutonismo postmetamórfico del SO del Macizo Hespérico. *Studia Geológica, 12*, 9-39.

ARRIOLA, A.; Chacón, J.; EGUILUZ, L.; ERASO, A.; GARROTE, A.; SÁNCHEZ, R., y VARGAS, I. (1983): *Hoja número 829 (Villafranca de los Barros)*. MAGNA. ITGE.

Bascones, L., y Martín, D. (1981): Nota sobre la existencia de afloramientos anteordovícicos en la Sierra de San Pedro (Cáceres-Badajoz). *Bol. Geol. Min., 92,* 415-422.

Bouyx, E. (1970): *Contribution a l'etude des formations ante-ordoviciennes de la meseta meridional (Ciudad Real et Badajoz).* Mem. Inst. Geol. Min. España.

Chacón, J. (1982): El límite entre las zonas centroibérica y Ossa-Morena al este de la tierra de Barros (SO Macizo Ibérico, Badajoz). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 3,* 163-181.

Delegado-Quesada, M.; Liñán, E.; Pascual, E., y Pérez Lorente, F. (1977): Criterios para la diferenciación de dominos en Sierra Morena Central. *Studia Geologica, 12,* 75-90.

Díaz del Olmo, F. (1983): Sierra Morena: Nuevas consideraciones en sus intepretaciones de geología y geomorfología. *Rev. Est. And;* pp. 35-42.

Duque, J. (1983): *Geología del sinclinal de Monfragüe (Provincia de Cáceres): Estudio litoestratigráfico sedimentológico y estructural de los materiales Ordovícico-Silúricos.* Tesis licenciatura. Univ. de Salamanca, 148 pp.

Gonzalo, J. C. (1987): *Petrología y estructura del basamento en el área de Mérida (Extremadura Central).* Tesis doctoral. Univ. de Salamanca.

Gonzalo, J. C. (1989): Litoestratigrafía y tectónica del basamento del área de Mérida (Extremadura Central). *Bol. Geol. y Min. T. C-I,* 48-72.

Gutiérrez Elorza, M.; Hernández Enrile, J. L., y Vegas, R. (1971): Los grandes rasgos geológicos del sur de la provincia de Badajoz y norte de Huelva. *Vol. Geol. Min.,* n.° 72; V. 3-4; pp. 269-273.

Herranz, P.; Peinado, M.; San José, M. A., y Rodríguez, S. (1985): *Libro de excursiones de la VII reunión del grupo de Ossa-Morena.* Ed. Int. Geol. Económica. CSIC-UCM. MADRID, 12 pp.

Herranz, (1985): *El Precámbrico y su cobertera paleozoica en la región oriental de la provincia de Badajoz.* Tesis doctoral Univ. Complutense de Madrid, 1200 pp.

Julivert, M.; Fontbote, J. M.; Ribeiro, A., y Nabais Conde, L. E. (1972): *Mapa tectónico de la península y Baleares a E. 1:1.000.000. Memoria explicativa.* Inst. Geol. Min. España. Madrid, 1-113.

Julivert, M., y Truyols, J. (1974): Nuevos datos sobre el Ordovícico del sinclinal de Guadarranque (Cáceres). *Breviora geol. Asturica,* Año XVIII, Oviedo, núm. 4, p. 57.

Junta de Extremadura, Consejería de Industria y Energía (1987): *La Minería en Extremadura.* Junta de Extremadura.

Lotze, F. (1961): *Das Kambrium Spaniens.* Memoria del Inst. Geolg. y Minero de España.

MARTÍN, D. (1982): *Hoja n.º 702 (San Vicente de Alcántara) del mapa geológico de España E. 1:50.000*. Memoria. Inst. Geolog. y Minero de España.

ROSSO DE LUNA, I., y HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1950): *Explicación de la hoja n.º 777 (Mérida) del mapa geológico de España E. 1:50.000*. Inst. Geol. y Min. España.

ROSSO DE LUNA, I., y HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1954): *Hoja Geológica E. 1:50.000, nº 776 (Montijo)*. 1 Serie. Mapa Geológico Nacional. Inst. Geol. y Min. de España.

SÁNCHEZ CELA, V. (1971): Consideraciones petrogenéticas sobre las rocas dioríticas de la zona de Mérida. *Estudios geológicos, 27,* 305-310.

SANTOS, J. A. y CASAS, J. (1980): Estudio sedimentológico del Terciario continental del borde de la Cuenca del Guadiana al N de Badajoz. *Tecniterrae,* nº 27, 7-21.

SERVAYE, PH. (1959): *Le massif granitique d'l Berrocal et ses mineralistions (Mérida-Extremadura)*. Tesis doctoral. Univ. Cath. de Louvaine.

SOS BAYNAT, V. (1964): Geología de las inmediaciones de Mérida (Badajoz). *Bol. Geol. y Min., 75,* 213-311.

TAMAIN, G. (1971): L'Ordovicien Est Marianique (Espagne). Sa Place dans la province mediterranneenne. *Mem. B.R.G.M., 73,* 403-416.

TAMAIN, G. (1972): *Recherches geologiques et minieres en Sierra Morena Orientale (Espagne)*. Tesis doctoral. Univ. Paris Sud (Centre D'Orsay), 3, 1-870.

VAN ZUIDAM, F. I. (1989): *Desarrollo geomorfológico de la cuenca del río Aljucén y sus alrededores inmediatos, Extremadura, España*. Proefschrift Rijkuniversiteit. Utrecht. Nederland.

VEGAS, R., y ROIG, J. M. (1979): La continuación hacia el este de las estructuras hercínicas de las regiones de las Villuercas, Guadalupe y Almadén (Zona Luso Oriental Alcudiense). *Tecniterrae, 28,* 6-10.

VEGAS, R. (1971): Geología de la región comprendida entre Sierra Morena occidental y las sierras del norte de la provincia de Cáceres (Extremadura española). *Bol. Geol. y Min.*, t. 82, pp. 351-358.

VILLALOBOS, M.; APALATEGUI, O., y JORQUERA, A. (1985): *Hoja núm. 802 (La Albuera)*. MAGNA. ITGE.

ZAMARREÑO, I. (1983): *El Cámbrico en el Macizo Ibérico*. En el libro Jubilar J. M. Ríos. IGME, T. I., pp. 117-191.



MINISTERIO
DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA

