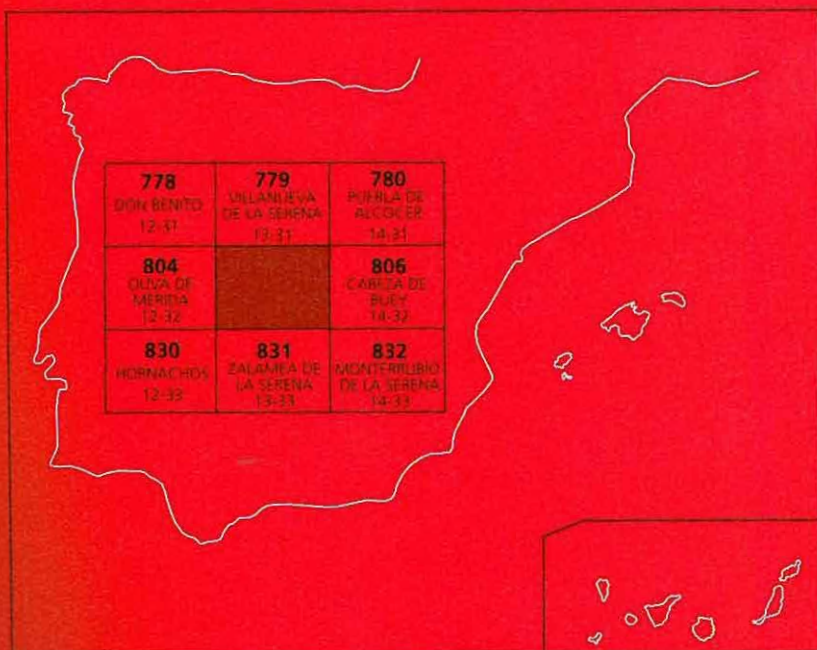




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie-Primera edición



CASTUERA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

CASTUERA

...

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

© Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es

NIPO: 657-08-007-4
ISBN: 978-84-7840-737-8
Depósito legal: M-18.051-2008

Producción gráfica: Nexo Publicaciones, S.L.

La presente Hoja y Memoria de CASTUERA (805) ha sido realizada por ADARO como empresa contratista del INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (IGME), y para la cual ha prestado su colaboración INGEMISA y CGS, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Jefe del Proyecto:

— M. Insúa Márquez (ADARO)

Cartografía y memoria:

— A. Carvajal Menéndez (ADARO)
— O. Apalategui Isasa (INGEMISA)
— J. Huerta Carmona (CGS)

Colaboradores:

— E. Liñán Guijarro. Univ. de Zaragoza
— E. Villas. Univ. de Zaragoza

Sedimentología:

— F. Leyva Cabello (ADARO)

Geomorfología:

— F. Moreno Serrano (ADARO)
— A. Carvajal Menéndez (ADARO)

Petrología:

— T. Nodal Ramos (ADARO)
— R. Sánchez Carretero (INGEMISA)
— G. Maatía Villarino (CGS)
— J. Huerta Carmona (CGS)

Geoquímica:

— M. Lourdes Agudo Fernández (ADARO)
— J. V. de la Fuente Krauss (ADARO)

Hidrogeología:

— D. Alonso Díaz de Isla (ADARO)
— G. Martín Zúñiga (ADARO)

Dirección y supervisión:

— V. Gabaldón López (IGME)
— J. Fernández-Gianotti (IGME)

Jefe del Proyecto. Cartografía y Memoria:

— Marino Insúa Márquez (ADARO)

Cartografía geológica:

— Arturo Carvajal Menéndez (ADARO)
— José F. García-Hidalgo Pallarés (CGS)
— Agustín P. Pieren Pidal (CGS)
— Alfonso Olivé Davo (CGS)

Petrología:

— José F. García Hidalgo Pallarés (CGS)
— Agustín P. Pieren Pidal (CGS)

Geoquímica:

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

Geomorfología:

— Alfonso Olivé Davo (C.G.S.)

Neotectónica y sismotectónica:

— Fernando Moreno (ADARO)
— Arturo Carvajal (ADARO)

Hidrogeología:

— Ricardo Cantos Robles (CGS)

Colaboradores:

— Eladio Liñán Guijarro (Paleontología)
— Fernando López Sopena (CGS)
(Cartografía geológica y Memoria)

Dirección y supervisión:

— V. Gabaldón López (IGME)
— J. Fernández Gianotti (IGME)
— Juan C. Rubio (IGME) (Hidrogeología)

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrológicos.
- Análisis químicos.
- Fichas bibliográficas, álbum de fotografías y demás información.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
2. ESTRATIGRAFÍA	9
2.1. UNIDAD DE CASTUERA	10
2.1.1. Precámbrico	10
2.1.1.1. <i>Grauvacas y pizarras alternantes</i> (15), <i>con intercalaciones potentes de grauvacas</i> (16). (<i>Precámbrico-Rifeense</i>)	10
2.1.1.2. <i>Alternancia de pizarras y grauvacas finas</i> (17). (<i>Precámbrico Rifeense</i>)	11
2.1.2. Ordovícico	11
2.1.2.1. Areniscas y porfiroides (18). (<i>Tremadociense</i>)	11
2.1.2.2. Cuarcitas blancas (cuarcita armoricana) (19). (<i>Arenigiense</i>)	12
2.1.2.3. Pizarras sericíticas, pizarras arenosas con bioturbación, areniscas y cuarcitas negras (20). (<i>Ordovícico medio</i>)	12
2.2. UNIDAD DE LA SIERRA DE LA LAPA	13
2.2.1. Paleozoico	13
2.2.1.1. Arcosas y microconglomerados silíceos (21). (<i>Tremadociense</i>)	13
2.2.1.2. Alternancia de cuarcitas y pizarras (22). (<i>Arenigiense</i>)	14
2.2.1.3. Pizarras arenosas con intercalaciones cuarcíticas (23). (<i>Arenigiense</i>)	14
2.2.1.4. Cuarcitas masivas blancas (24). (<i>Arenigiense</i>)	16
2.2.1.5. Pizarras y areniscas moscovíticas (25). (<i>Ordovícico medio-superior</i>)	17
2.2.1.6. Pizarras negras, filitas violáceas o grises, pizarras arenosas moscovíticas (26) con intercalaciones de cuarcitas (27), metacalizas, mármoles y calcoesquistos (28). (<i>Ordovícico medio-superior</i>)	18
2.2.1.7. Pizarras negras (29). (<i>Ordovícico superior-Silúrico</i>)	19
2.3. UNIDAD DEL VALLE	19
2.3.1. Precámbrico	19
2.3.1.1. Pizarras y cuarcitas negras (30). (<i>Precámbrico</i>)	19
2.3.2. Paleozoico	20
2.3.2.1. Arcosas y conglomerados arcósicos (31). (<i>Tremadociense</i>)	20
2.3.2.2. Cuarcitas masivas blancas (C. armoricana) (32). (<i>Arenigiense</i>)	21
2.3.2.3. Pizarras y limos versicolores (33) con intercalaciones de cuarcitas ferruginosas (34). (<i>Devónico inferior</i>)	22
2.4. CENOZOICO	23
2.4.1. Terciario	23
2.4.1.1. Arcillas, margas, arenas y conglomerados (35). (<i>Mioceno</i>)	23
2.4.2. Pliocuaternario	23
2.4.2.1. Raña (36). Plioceno superior-Pleistoceno	23

2.4.3. Cuaternario	24
2.4.3.1. Glacis (39 y 40)	24
2.4.3.2. Coluviones (38)	24
2.4.3.3. Terrazas (41)	24
2.4.3.4. Aluvial (37)	24
3. TECTÓNICA	24
3.1. UNIDAD DE CASTUERA	25
3.2. UNIDAD DE ANTICLINAL DE LA LAPA	26
3.3. UNIDAD DEL VALLE	27
3.4. FRACTURACIÓN	28
3.5. ACCIDENTES NEOTECTÓNICOS	29
3.5.1. Anomalías geomorfológicas	30
4. PETROLOGÍA	31
4.1. ROCAS ÍGNEAS	31
4.1.1. Rocas plutónicas	31
4.1.1.1. Rocas ígneas prehercínicas	31
4.1.1.2. Rocas ígneas hercínicas	33
4.1.2. Rocas filonianas (1, 2 y 3)	43
4.2. METAMORFISMO	43
4.2.1. Metamorfismo regional	43
4.2.2. Metamorfismo de contacto	44
4.2.2.1. Intrusiones prehercínicas	44
4.2.2.2. Intrusiones hercínicas	44
5. GEOMORFOLOGÍA	46
5.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	46
5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	46
5.2.1. Estudio morfoestructural	46
5.2.1.1. Las sierras paleozoicas	47
5.2.1.2. Los relieves graníticos	47
5.3. ESTUDIO MODELADO	48
5.3.1. Formas poligénicas	48
5.3.2. Formas fluviales	50
5.3.3. Formas de ladera	51
5.3.4. Formas antrópicas	51
5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES	51
5.4.1. Alteritas	52
5.4.2. Glacis	52
5.4.3. Depósitos de origen aluvial-coluvial	52
5.4.4. Depósitos fluviales	53
5.4.5. Depósitos de ladera	53
5.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA	53
5.6. PROCESOS ACTUALES. TENDENCIAS FUTURAS	54

6. HISTORIA GEOLÓGICA	55
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	57
7.1. RECURSOS MINERALES	57
7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos	57
7.1.2. Minerales energéticos	57
7.1.3. Rocas industriales	58
7.2. HIDROGEOLOGÍA	58
7.2.1. Climatología	58
7.2.2. Hidrología superficial	58
7.2.3. Características hidrogeológicas	59
8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO (PIG)	62
9. BIBLIOGRAFÍA	64

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Castuera, n.º 805 del M.T.N. a escala 1:50.000, se sitúa íntegramente en la provincia de Badajoz, al sur del río Guadiana.

Presenta un modelado suave, de tipo Apalachiano, donde los principales relieves están en relación directa con las alineaciones cuarcíticas del Ordovícico, destacando las Sierras de Arrozao, del Recorvo, de Agalla, de la Dehesa y de Castuera.

Hidrográficamente, corresponde a la cuenca del Guadiana, siendo sus ríos más importantes el arroyo Ortiga y el arroyo de Guadalefra, que recorren la hoja de S a N.

Los núcleos de población más importantes son Castuera, Quintana de la Serena, Valle de la Serena y Malpartida de la Serena. Son poblaciones principalmente agrícolas y ganaderas, exceptuando Quintana de la Serena, con una importante industria de explotación de granito mediante canteras.

La Hoja está bien comunicada, especialmente en el sector centro-oeste, partiendo radialmente desde Quintana de la Serena numerosas carreteras que la unen con los demás núcleos de población.

Los materiales aflorantes en la Hoja de Castuera son rocas metamórficas y/o ígneas de edad precámbrica y paleozoica y materiales detríticos de edad pliocena y cuaternaria.

Según la difusión del Macizo Hespérico de LOTZE, F. (1945), y JULIVERT *et al.* (1974), la Hoja que nos ocupa se sitúa en el límite entre las zonas Centrolbérica y Ossa-Morena, cuyo límite, según ambos autores, es la alineación Nisa-Alburquerque-Pedroches.

Los trabajos más recientes realizados en el área ocupada por esta Hoja se realizan durante 1982, correspondiendo a las tesis de PROST-DAME, V. (1980), y EGUIGUREN, E. (1982). El primero estudia el extremo NO del Batolito de los Pedroches, al norte del río Zújar, y la mitad meridional del Macizo de La Haba, con una cartografía geológica a escala 1:25.000 del área comprendida entre las localidades de Higuera de la Serena y Castuera; en ella se pone de manifiesto por primera vez la existencia de rocas volcánicas en este sector del Batolito de los Pedroches.

En el mismo año, ENADIMSA realiza un estudio geológico (petrológico y geoquímico) con cartografía, escala 1:50.000 de las rocas plutónicas aflorantes y de encajantes.

Más recientemente, CASTRO, A. (1990), publica un estudio petrogenético de los enclaves de las granodioritas de Quintana de la Serena (sector NO de Los Pedroches).

2. ESTRATIGRAFÍA

Dentro de la presente Hoja se puede diferenciar un conjunto de unidades que muestran sucesiones precámbricas y/o paleozoicas distintas y que aparecen en contacto mecánico. Dichas Unidades son de norte a sur las siguientes:

— Unidad de Castuera-unidad de la Sierra de La Lapa-unidad del Valle

2.1. UNIDAD DE CASTUERA

Se localiza en el cuadrante nororiental de la Hoja y está integrada por materiales de edades comprendidas entre el Precámbrico (posiblemente Rifeense) y el Ordovícico medio. Hacia el O entra en contacto mecánico con la Unidad de la sierra de La Lapa.

2.1.1. Precámbrico

Los materiales precámbricos de la Hoja se correlacionan en un contexto regional con los esquistos inferiores de Alcludia de BOUYX (1970). Este autor cifra una potencia mínima de 6.000-7.000 m en el Valle de Alcludia, siendo difícil de evaluar con precisión, debido al fuerte plegamiento. Están constituidos por alternancia de pizarras y grauvacas en secuencias turbidíticas y están recubiertas discordantemente por el Alcudiense superior (CRESPO, V. *et al.*, 1971; ORTEGA, E.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. 1986), formado por un conjunto heterolítico de conglomerados, calizas, pizarras y areniscas. Para otros autores, como TAMAIN, G. (1972); CAPOTE, R. *et al.* (1977), dicha discordancia no existe, interpretando estas facies precámbricas como una secuencia continua.

Estos materiales ocupan el núcleo del anticlinorio de La Serena o domo extremeño, sobre los cuales se disponen en discordancia angular los materiales de edad paleozoica.

Mediante el estudio de acritarcos, TIMOFEIV *et al.* (en San José, 1983) datan el Alcudiense inferior como Rifeense superior. Respecto al Alcudiense superior se han encontrado en los anticlinales de Estera y Abenojar restos fósiles que indicarían edad vendiense superior (MOLINA *et al.*, 1989).

Por correlación con zonas próximas en la Hoja de Villanueva de La Serena, a los materiales aflorantes, en la Hoja de Castuera, se les conserva pertenecientes, íntegramente, al Alcudiense inferior y, por tanto, de probable edad rifeense.

Desde el punto de vista litológico, pueden distinguirse dos conjuntos de materiales:

- Grauvacas y pizarras alternantes (15) con intercalaciones potentes de grauvacas (16).
- Alternancia de grauvacas y pizarras finas (17).

2.1.1.1. *Grauvacas y pizarras alternantes (15), con intercalaciones potentes de grauvacas (16). (Precámbrico-Rifeense).*

Se caracteriza por la presencia de niveles de grauvacas de potencia métrica a decimétrica, que alternan con niveles métricos de pizarras grises. En cartografía se han diferenciado aquellos tramos donde hay un neto dominio de potentes niveles grauvácicos.

Las grauvacas son de grano fino a medio, en ocasiones de aspecto conglomerático, pudiendo distinguirse, desde el punto de vista composicional, grauvacas feldespáticas y grauvacas ricas en cuarzo, conteniendo ambas, localmente, microclastos pizarrosos. La matriz generalmente es abundante y de naturaleza sericitica, si bien en ocasiones presentan una matriz gruesa de

naturaleza areniscosa. Se trata, en general, de facies canalizadas con base erosiva y techo plano. Suelen mostrar secuencias de Bouma tipo Ta-b y del tipo Ta-c. En los niveles de grano más fino, suelen aparecer secuencias truncadas tipo Tb-c.

En el muro de las capas se observan estructuras del tipo *flute cast* y *scours* longitudinales, que parecen indicar sentido de aporte perpendicular a la dirección de las estructuras y procedencia del SO. Junto a estas estructuras se han observado *load coast* y *ripples*. Estas estructuras, junto a las anteriores, indican techo sedimentario hacia el NE.

Estas facies canalizadas son del tipo secuencial *thinning upward*. Por encima de las grauvacas, en las secuencias más completas observadas, aparece una facies listada equivalente a la facies *Rubanné* de BOUYX (1970). Se caracteriza por una fina alternancia centimétrica de metapelitas-grauvacas finas/limolitas con secuencias de Bouma tipo Tb-c y Td-c con estratificaciones flaser.

La asociación de ambos tipos de facies parecen indicar facies canalizadas tipo B-2, atravesando facies típicas de abanico intermedio turbidítico tipo C y D.

2.1.1.2. Alternancia de pizarras y grauvacas finas (17). (Precámbrico-Rifeense)

Este tramo se diferencia del anterior por la desaparición de los bancos potentes de grauvacas y el mayor predominio de lutitas en alternancia rítmica con grauvacas de grano fino, de fuerte pizarrosidad, y limolitas. Las grauvacas de granulometría gruesa son muy raras. En conjunto estos materiales dan fuerte relieve con formas en "diente de perro".

Siguiendo la clasificación de WALKER y MUTTI (1973), esta facies se corresponde con el tipo D de estos autores y con secuencias del tipo Td-c y Tc-c de Bouma, características de turbiditas distales.

El conjunto aparece bien representado en el ángulo NE de la Hoja, en los alrededores de la casa del Rinconcillo, y su contacto con la unidad anterior, infrayacente, parece ser transicional.

2.1.2. Ordovícico

A los materiales ordovícicos presentes en esta unidad se les atribuyen edades comprendidas entre el Ordovícico inferior y medio, no pudiendo precisar más debido a que los fósiles hallados no permiten una asignación de edad más exacta.

Dentro de los materiales ordovícicos se distinguen los siguientes tramos:

2.1.2.1. Areniscas y porfiroides (18). (Tremadociense)

Se localiza en un pequeño afloramiento, próximo a la localidad de Castuera, en el flanco NE de la cuarcita armoricana. Se trata de materiales de color crema-amarillento, con aspecto de porfiroide deformado, que se le asigna una edad del Tremadoc.

Litológicamente, se trata de unos microconglomerados y areniscas intensamente deformados, con clastos de cuarzo muy abundantes y con un aspecto de textura ocelar. La matriz es cuarzo-feldespática con sericita y clorita.

Aparece dispuesto por debajo de la cuarcita armoricana, sin que se observe la relación de contacto entre ambos.

La potencia visible se estima en 30 m

2.1.2.2. *Cuarcitas blancas (cuarcita armoricana) (19). (Arenigiense)*

Los afloramientos de estos materiales se sitúan en los alrededores de Castuera, formando un importante relieve, el cual se prolonga hacia el SE, ya dentro de la Hoja de Cabeza de Buey.

Quedan dispuestos según un sinclinal fallado. En determinados puntos aparece en contacto, por fractura, con materiales de probable edad silúrica, pertenecientes a la unidad de la Sierra de La Lapa.

Se trata de cuarcitas blancas, en ocasiones con tonalidades grisáceas y/o rojizas masivas, muy recrystalizadas, en bancos potentes que siguen direcciones en torno a N135°E.

Su potencia se estima entre los 250 y 300 m.

2.1.2.3. *Pizarras sericíticas, pizarras arenosas con bioturbación, areniscas y cuarcitas negras (20). (Ordovícico medio)*

Se localizan al este de Castuera, mostrándose los mejores afloramientos a lo largo de la trinchera de la carretera comarcal n.º 420, en dirección a Benquerencia de la Serena.

De N a S se pueden reconocer pizarras sericíticas, pizarras arenosas con bioturbación, areniscas pizarrosas, cuarcitas moscovíticas violáceas, cuarcitas arenosas moscovíticas y cuarcitas grises y negras. En general se trata de un tramo pizarroso en el que predominan los tonos rojizos y blanco-amarillentos.

Se observan numerosas estructuras sedimentarias, fundamentalmente ripples de morfología diversa (linguoidales, rectos, etc.), además de icnofauna, que se han podido clasificar como:

- a) *Didymaulichnus lyelli* (Rowawult)
- b) *Cruziana ichnosp.* sp.
- c) *Diplichnites*
- d) *Skolithos ichnosp.* sp
- e) *Palaeophycus ichnosp.* sp
- f) *Planolites aff. montanus*

Estas pistas representan la actividad de organismos bentónicos que indican un ambiente marino de plataforma de facies somera a muy somera.

En general, estos materiales se encuentran muy alterados y están recubiertos por coluviones de desmantelamiento de la cuarcita armoricana resaltando únicamente, tramos cuarcíticos negros. Esto impide conocer la potencia del conjunto de restos materiales, si bien se estima en unos 400 m.

Al microscopio, tanto la cuarcita como las pizarras arenosas presentan una textura que varía de granoblástica a granolepidoblástica. Están constituidas principalmente por cuarzo, sericita y moscovita, encontrándose turmalina, apatito y opacos como accesorios. Los niveles más arcillosos presentan gran cantidad de opacos y óxidos. El cuarzo es el componente mayoritario, representando hasta el 95% de la roca. En él se pueden observar extinciones ondulantes, bordes suturados y puntos triples con ángulos de 120°.

Se les ha asignado una edad, Ordovícico medio, por correlación con otras series conocidas.

2.2. UNIDAD DE LA SIERRA DE LA LAPA

La unidad de la Sierra de La Lapa se localiza principalmente en el sector centro-oeste de la Hoja y bordeando el granito de Quintana de la Serena.

2.2.1. Paleozoico

En esta Hoja se muestra una secuencia paleozoica que se caracteriza por un desarrollo bastante completo en la sucesión ordovícica.

Se han podido diferenciar, claramente, tres tramos dentro del Arenigiense, por encima del cual se dispone un paquete detrítico potente, integrado principalmente por pizarras y cuarcitas de edad difícil de precisar. Por similitudes litológicas, con materiales de áreas próximas, se ha estimado que su edad puede abarcar desde el Ordovícico medio hasta parte del Silúrico, en particular los tramos pizarrosos superiores.

2.2.1.1. *Arcosas y microconglomerados silíceos (21). (Tremadociense)*

Los materiales asignados a esta edad y pertenecientes a esta unidad se encuentran mal representados, aflorando únicamente en la depresión situada entre las sierras de los Orrozao y de Agalla, en la cabecera del arroyo Arrolario.

Constituyen los materiales más antiguos dentro de esta unidad y contactan concordantemente, a techo, con el tramo inferior del Arenigiense, siendo intruidos en el sector oriental por el macizo granítico de Quintana de La Serena.

Se trata de rocas de naturaleza arcósica con tamaño de grano medio, de color amarillo rojizo, con estratificaciones cruzadas en surco, entre las que se intercalan, sobre todo a muro, niveles conglomeráticos con cantos de naturaleza silícea (cuarzo, cuarcita y cuarcitas negras) de escala centimétrica y bastante redondeados, dentro de un cemento de naturaleza también silícea. Todo ello enmascarado por un metamorfismo de contacto producido por el granito.

El tramo de techo es una monótona sucesión de secuencias métricas granodecrecientes y naturaleza que varía de arcósica a litarenítica.

El depósito de estos materiales podría tratarse de sedimentos ligados a abanicos aluviales, pero sin descontar que en esta área, por sus características de distalidad (conglomerados de tamaño de grano grava fina, bien cavados, etc.), pueda tratarse de episodio de "fan delta". El tramo superior de litarenitas y arcosas serían depósitos fluvio-deltaicos (fan-deltas y deltas degradantes).

La potencia de estos materiales es difícil de precisar, dadas las características del afloramiento, ya que no se puede observar el muro de la serie. No obstante, se puede estimar, en el sector donde se ha cartografiado, una potencia aproximada de 150 m.

La edad de estos materiales ha sido atribuida al Tremadociense, por correlación con otras rocas similares y por su posición respecto al tramo superior, de edad arenigiense, que se le superpone.

2.2.1.2. *Alternancia de cuarcitas y pizarras (22). Arenigiense*

Sobre el conjunto siliciclástico de las arcosas y litarenitas de edad tremadociense se tiene un litosoma de constitución esencialmente cuarcítica en el que predominan hacia la base las cuarcitas acarameladas o rojas en capas centi a decimétricas, normalmente estructuradas en secuencias granocrecientes. Hacia techo se pasa a cuarcitas de color variable, gris-claro a negro, y grano fino a muy fino, en capas decimétricas a métricas. Algunas de estas capas de color muy oscuro por su tamaño de grano y fractura muestran aspecto de *chert*. En este tramo de techo es constante la presencia de sulfuros.

El depósito de estos materiales se realizaría en un medio de barras costeras y *sand-ridges*, evolucionando a medios de plataforma siliciclástica dominada por tormentas.

La ausencia de afloramientos de mediana calidad ha impedido realizar alguna serie representativa. La potencia del Miembro es difícil de precisar, debido a la fuerte tectonización que le afecta, pudiéndose estimar en 250 m.

2.2.1.3. *Pizarras arenosas con intercalaciones cuarcíticas (23). (Arenigiense)*

Este conjunto está constituido por una monótona y, en este caso, potente acumulación de secuencias de segundo orden, cuyo ciclo ideal extraído de las series realizadas se representa esquemáticamente en la Figura 1 y en la que se diferencian los siguientes términos de muro a techo.

El término a está constituido por areniscas de grano medio a fino en capas decimétricas a veces amalgamadas que comienzan con capas gradadas en paso a capas con estructura de *hummocky cross bedding* (H.C.B.) y/o *swaley*. La base de este término, en los afloramientos reconocidos, es mayoritariamente lisa o con pequeñas irregularidades. Son más raras las capas con base moderadamente erosiva.

No existen prácticamente estructuras de corrientes (*sole-marks*) en la base del término. Este

hecho, constatado por numerosos autores en series de similares características, se explicaría por la escasez o ausencia de materiales gruesos (gravas, bioclastos, intraclastos, etc.) asociados a estas facies, capaces de ser arrastrados por el fondo. En ningún ciclo de los observados se ha podido constatar la presencia de un *storm-lay* como base del término *a*.

Las capas con base moderadamente erosiva sufren variaciones en su espesor y frecuentes acuñaientos, a veces muy bruscos con bordes verticalizados, lo que induce a pensar en la energía excepcional del evento erosivo.

Este tramo se observa como cuerpos arenosos comprendidos entre 5 y 150 cm, oscilando los más frecuentes entre 15 y 60 cm. Los valores superiores son normalmente amalgamaciones superpuestas de términos *a*.

El término *b* está constituido por areniscas o cuarcitas de grano fino a muy fino en capas centimétricas con laminación cruzada de muy bajo ángulo *swaley* y laminación paralela. Este tipo de estructura puede ser un *hummock* de longitud de onda superior. Su tránsito con el término *a* es normalmente gradado, adaptándose las capas de base a las irregularidades morfológicas del techo del término *a* a veces bastante pronunciadas.

El término *c* está constituido por areniscas limosas y limolitas, a menudo con granoselección positiva. El contacto con el término *b* o *a* es bastante neto. Las estructuras sedimentarias, muy abundantes, son la laminación de ripples con capas de trenes de ripples con haces de láminas unidireccionales y estructuras lisas en las capas de terrígenos más finos. Otras estructuras observadas son los *convoluted*, *loads-casts*, *pillows* y *slumps*, que se localizan cuando este término tiene un buen desarrollo y se apoya directamente sobre *hummocky* con pronunciada morfología.

En las depresiones situadas en el límite superior de los cuerpos arenosos rellenos con limolitas y/o fangolitas con láminas de arena intercalada es donde se desarrollan los *slumping* y *convolutes*.

Otro fenómeno, relativamente común, en esta facies, en la situación anteriormente descrita, son las adaptaciones en olas de una capa de arenisca y/o limolita del término *c* a las irregularidades de la topografía previa creada en el evento sedimentario anterior (evento de compensación). En las series realizadas, este término se presenta de forma llamativa, dado que el metamorfismo térmico ha acentuado los *linsen* de forma espectacular.

El término *d*, en tránsito gradual con el infrayacente, son lutitas a fangolitas gris oscuro a negro con algún nódulo milimétrico disperso que pueden estar originadas por *linsen* enterrados y posteriormente diagenetizados. La bioturbación observada es escasa, pero superior a la del término *c*.

El término *e* está constituido por una finísima alternancia de láminas de arenisca blanca con ripples (*wave ripples*) y lutitas o fangolitas gris oscuro a negro. El conjunto muestra una bioturbación superior al resto de los términos secuenciales.

La secuencia descrita coincide en gran manera con la de modelos de facies de plataformas siliciclásticas dominadas por tempestades.

En dichas plataformas, se diferencian los depósitos ligados estrictamente con el evento de la tempestad (*storm-deposits*), *S* en la Figura 1 (términos *a+b*). Los depósitos inmediatos al cese

de la tempestad, pero aún afectados por el gradiente hidráulico residual y las corrientes de plataforma generadas por ésta (*post storm deposits*) PS (términos c+d); y por último los sedimentos propios de la plataforma depositados en los períodos de calma entre dos tempestades sucesivas (*inter storm deposits*) IS, término e.

Por tanto, la acumulación de este tipo de secuencias oscila en áreas de la plataforma situadas por encima y por debajo del nivel de base del oleaje en las tempestades.

Se han observado varios hechos concretos en series constituidas por acúmulo de tempestitas entre los que cabe destacar una relación inversa entre el espesor de los ciclos (simples o amalgamados) y el grado de continuidad lateral de los mismos o la persistencia en su espesor.

Debe mencionarse, a título genérico, como señalan diversos autores, que la existencia continuada de los términos inferiores en los acúmulos secuenciales está relacionada con su ubicación paleogeográfica en áreas más someras de la plataforma, en tanto que el predominio de los términos superiores de la secuencia indica una mayor batimetría.

En las series realizadas (Castuera I y II) a tenor de lo anteriormente citado, puede deducirse que los ciclos de Castuera I estarían ligados a áreas más externas de la plataforma siliciclástica que los de Castuera II. Es reseñable que los cuerpos de areniscas o cuarcitas de espesores métricos constituidos por capas amalgamadas del término a muestran una cadencia de 24 a 30 m en espesor real para los tramos inferiores de este miembro. Este hecho vuelve a repetirse en los tramos superiores situados estratigráficamente por encima de las facies representadas en el Castuera II y como tránsito al Miembro suprayacente.

La potencia estimada puede ser de centenares de metros. La tectonización de la zona impide una apreciación más objetiva.

2.2.1.4. Cuarcitas masivas blancas (24). (Arenigiense)

Está constituida por cuarcitas, en bancos de potencia decimétrica a métrica de colores gris claro a blanco amarillento, con porosidad móldica escasa y abundante pirita.

En general pueden establecerse dos tipos secuenciales característicos:

a) Cuarcitas gris claro de grano medio fino, de capas decimétricas, con estratificación cruzada plana de bajo ángulo, que en algún caso muestran a techo secuenciales morfologías conservadas de megadunas y más esporádicamente retoques de estructuras *Swaley* con capas centimétricas asociadas.

b) Cuarcitas masivas o en bancos métricos, con laminación cruzada plana o en surco.

La tectonización de la zona impide dar una potencia objetiva, pero como estimación aproximada estará cercana a los 100 m.

En el contexto regional, este miembro es considerado como cuarcita armoricana y por tanto de edad del Arenigiense medio-superior.

Su depósito muestra características de un medio de *sand-ridge* de plataforma somera en paso a cuerpos de Isla-Barrera.

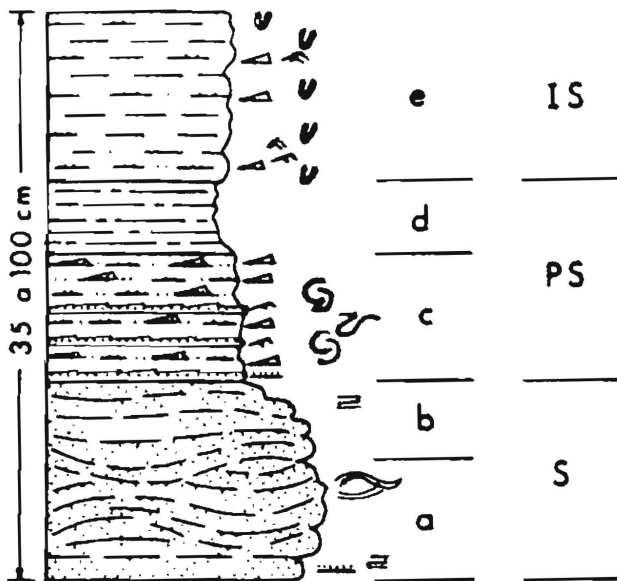


Figura 1. Secuencia tipo de la Unidad 23

2.2.1.5. Pizarras y areniscas moscovíticas (25). (Ordovícico medio-superior)

Afloran según una estrecha banda de dirección N135°E que jalonan por el E al Batolito de Quintana de la Serena, estando afectada en su totalidad por el metamorfismo de contacto de dicho batolito.

Litológicamente, varían desde pizarras masivas ampelíticas, con intercalaciones, de micrograuvacas y grauvacas pardas verdosas moscovíticas en bancos regulares y con laminación, a areniscas micáceas intensamente mosqueadas.

Localmente, el contacto con el granito está tectonizado, presentando una brecha con ferruginización intensa.

La potencia de este tramo se estima cercana a los 200 m.

Al microscopio, las areniscas presentan textura porfidogranolepidoblástica y están compuestas de cuarzo, moscovita y biotita como minerales principales. Los porfidoblastos son de cordierita y andalucita y están ligados al metamorfismo de contacto. Como accesorios, se pueden encontrar zircón, apatito y opacos.

2.2.1.6. *Pizarras negras, filitas violáceas o grises, pizarras arenosas moscovíticas (26) con intercalaciones de cuarcitas (27), metacalizas, mármoles y calcoesquistos (28). (Ordovícico medio-superior)*

Estas unidades están ampliamente representadas en la Hoja, aflorando a ambos flancos del anticlinorio de la Unidad de La Lapa y con dirección N135°E de varios kilómetros de longitud y hasta dos kilómetros de anchura. En el flanco N aparecen afectados, en gran parte, por metamorfismo de contacto, mientras en los afloramientos que se ubican entre los macizos de La Haba y Pedroches y en su extensión hacia el E hasta la localidad de Castuera están totalmente afectados por dicho metamorfismo.

— Pizarras negras, filitas violáceas o grises, pizarras arenosas moscovíticas (26)

Se trata de una monótona serie de pizarras satinadas limosas y filitas de colores abigarrados (gris, negro, violáceo, etc.) con niveles intercalados de pizarras arenosas, cuarcitas y barras arenosas que lateralmente se acuñan y/o pasan a roca esquistosa de naturaleza cuarcítica.

A esta sucesión pizarrosa se le estima un espesor aproximado de 600-700 m.

— Cuarcitas (27)

Hacia la zona de cierre en el flanco sur del anticlinorio y a lo largo del flanco Norte se cartografía una barra cuarcítica, intercalada en el tramo 26, que en literatura se conoce como "cuarcita avispa" .

Esta cuarcita está afectada por una silicificación importante y aparece en bancos de potencia decimétrica a métrica, con intercalaciones de pizarras limosas. Su coloración es rojiza, en pántina, debido a impregnaciones de óxidos de hierro, si bien en corte fresco tiene un color que varía desde gris oscuro a negro.

Suele aflorar bien, en especial en el flanco norte del anticlinorio de La Lapa, si bien tiende a desaparecer lateralmente.

— Metacalizas, mármoles y calcoesquistos (28)

Se sitúan en una franja de unos 200 m de ancho, en las cercanías de La Guarda, en el paraje conocido como El Calero y Cerro Cabezo del Siglo, e intercaladas en las pizarras del tramo 26.

Se trata de calizas estratificadas en bancos de 1 a 2 m, con niveles pelíticos intercalados. Su color es de gris azulado oscuro a pardonegruzco, y su continuidad lateral escasa (lentejonares). En campo pueden reconocerse metacalizas marmorizadas, así como calcoesquistos y pizarras calcáreas.

Algunos autores (HERRANZ, P., 1975) han asociado estos niveles calcáreos al Devónico, pero no se han encontrado fósiles que confirmen este supuesto.

La edad asignada, por tanto, es del Ordovícico medio-Silúrico.

2.2.1.7. *Pizarras negras (29). Ordovícico superior-Silúrico*

Se trata de una sucesión de pizarras micáceas gris oscuro y pizarras negras satinadas aflorantes en el contacto NE del macizo de los Pedroches en una cuña tectónica, con esquistosidad patente de dirección N135°E, subvertical, y con intenso metamorfismo de contacto en su totalidad, que intercalan niveles decimétricos de cuarcitas grises y negras. La potencia de esta unidad se estima entre 200 y 250 m.

Al microscopio, las pizarras presentan textura porfidoblástica y porfiroblastos de andalucita y cordierita como productos del metamorfismo de contacto; la biotita aparece cloritizada y la andalucita alterada a mica blanca.

La ausencia de hallazgos fósiles en la unidad no ha permitido su datación, si bien por su posición y correlación con materiales semejantes de zonas próximas, se les ha asignado una edad del Ordovícico superior-Silúrico.

2.3. UNIDAD DEL VALLE

La Unidad del Valle presenta un zócalo prepaleozoico integrado fundamentalmente por rocas granudas milonizadas (ortogneises, granitos cataclásticos, etc.) y una sucesión paleozoica compuesta por materiales detríticos del Ordovícico inferior y Devónico.

2.3.1. Precámbrico

Los únicos materiales metasedimentarios imputables al ciclo precámbrico corresponden a un pequeño afloramiento localizado al O del Valle de la Serena.

El afloramiento tiene forma de cuña, y se dispone subparalelo a las directrices regionales. Su longitud es de unos 6-7 km y su anchura no sobrepasa en ningún caso los 200-300 m.

2.3.1.1. *Pizarras y cuarcitas negras (30). (Precámbrico)*

Se trata de pizarras o esquistos, de color oscuro y grauvacas de grano medio, en las cuales se observan fragmentos de cuarzo y feldespato en cristales o agregados. Asociadas a estas rocas, se reconocen algunos afloramientos de cuarcitas negras.

Al microscopio, las pizarras presentan textura esquistosa (aparentemente filonítica) y están compuestas por cuarzo, clorita, biotita verdosa, mica blanca y menas metálicas. Se trata por tanto de una roca compuesta fundamentalmente por productos micáceos y en menor proporción cuarzo y óxidos. CASTRO, A. (1990), cita la existencia en las pizarras de nódulos cordieríticos que fosilizan una esquistosidad previa y que están deformados por una S de crenulación posterior; dicho autor asocia a esa crenulación a la primera fase hercínica, e interpreta por

tanto que estos materiales son el encajante de los granitos preordovícicos (posiblemente cadomienses) que afloran en esta unidad.

En las muestras tomadas en la realización del trabajo no se ha reconocido ningún signo de metamorfismo térmico en estos materiales, más bien síntomas de fenómenos dinámicos, que nos inducen a pensar que el actual contacto con el granito cataclástico (5) y el ortogneis milonítico (4) es de tipo mecánico. Sustenta esta hipótesis la forma del afloramiento, que parece más una cuña tectónica que un contacto intrusivo.

Estos materiales, por su litología y sus relaciones respecto a los materiales paleozoicos y los granitos cataclásticos, son correlacionados con las sucesiones precámbricas preorogénicas de la zona Ossa Morena, y más concretamente con la sucesión Tentudía. Asignamos pues a estos materiales una edad del Precámbrico superior (Rifeense superior-Vendiense).

2.3.2. Paleozoico

En esta unidad, el ciclo hercínico se inicia con el depósito de una potente sucesión arcósica de posible edad del Tremadoc y de carácter continental, culminando con materiales de edad devónica, no estando representados los materiales silúricos.

2.3.2.1. Arcosas y conglomerados arcósicos (31). (*Tremadociense*)

Las arcosas afloran en varias bandas, que de S a N son: a) Sierra de Guadamez, b) Cuñas del Valle de la Serena; c) en el Anticlinal de la Sierra de la Dehesa, y d) Anticlinal del Cerro del Docenarío.

En ninguno de estos puntos quedan suficientemente bien expuestas las arcosas como para levantar una columna, salvo en la banda de la sierra de Guadamez; la columna resumida que a continuación se describe está tomada de la Hoja de Oliva de Mérida en unos afloramientos que son la prolongación de los que nos ocupan y localizados en las proximidades (unos 200 m) del borde de la Hoja de Castuera.

Los tramos basales de las arcosas (aprox. 80 m) los integran arenas de grano grueso y niveles de microconglomerados. Aparecen formando cuerpos canalizados con estratificación cruzada en surco y laminación paralela.

Se interpreta como depósitos de un sistema aluvial trenzado y de barras.

Son rocas de color amarillo, por lo general poco orientadas. Al microscopio presentan textura blastosamítica y están formadas por clastos monominerales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita de desigual redondeamiento, y por fragmentos rocosos de granitos, rocas volcánicas de grano fino, rocas esquistosas cuarzo-sericíticas, etc. Los fragmentos suelen ser angulosos, la roca es bastante inmadura y presenta deficiente clasificación.

En el borde SO muestran el aspecto típico de una corneana granoblástica, a partir de una roca arcósica, que podría deberse a una intrusión de un cuerpo granítico en profundidad, que es el que da lugar a las mineralizaciones en otros tiempos explotadas de San Nicolás del Puerto.

En las cuñas del Valle de la Serena, las arcosas aparecen en bandas con límites mecánicos en los que se observa un aumento de la deformación. Las rocas presentan en esta zona una fábrica anisótropa muy marcada, que al microscopio se traduce en texturas de tipo gneísica y/o milonítica. El cuarzo presenta cristales estradados, doblados y granulados, frecuentemente aparecen envueltos por una corona de pequeños fragmentos que proceden de la trituración del mismo y que ocupan los espacios intergranulares definiendo una foliación blastomilonítica. El feldespato, más resistente, no ha sufrido granulación, y los cristales aparecen con bordes netos apenas modificados.

La potencia de esta formación sólo puede estimarse en el afloramiento de la sierra de Guadamez, donde alcanzan los 300-350 m de espesor.

La edad ha sido atribuida al Tremadoc por correlación con otras rocas similares y por su posición respecto a los bancos cuarcíticos que se le superponen (HERRANZ, P. 1985).

2.3.2.2. *Cuarcitas masivas blancas (C. armoricana) (32). (Arenigiense)*

Sobre los niveles arcóscicos y en tránsito gradual aparecen unos paquetes de cuarcitas de color claro con alguna intercalación pizarrosa esporádica que a escala regional se correlaciona con la cuarcita armoricana.

La cuarcita aflora en la sierra de Guadamez, en la sierra de La Dehesa, en el cerro del Frontón y en las proximidades del cerro del Docenarío.

En ningún punto se observa una secuencia completa de este nivel cuarcítico, salvo en la Sierra de La Dehesa, donde existe la dificultad de que el afloramiento coincide con una charnela anticlinal.

El mejor corte es el del arroyo de los Aviones (1 km al oeste de la sierra de Guadanes), si bien corta a las barras cuarcíticas fuera de Hoja. En este punto se reconocen las características sedimentarias más destacables y la posible interpretación ambiental.

La secuencia se inicia con unos depósitos de areniscas en bancos de espesor decimétrico, más potentes hacia la base, que intercala esporádicos niveles lutíticos, con estructuras del tipo laminación paralela, estratificación cruzada de bajo ángulo y laminación cruzada de ripples de oscilación. Este primer tramo de unos 60 m de espesor parece corresponder a un conjunto de megasecuencias negativas de alrededor de una decena de metros de espesor cada una, que se asimilan a procesos relacionados a depósitos de barras bajo la acción del oleaje.

Le sucede un tramo con predominio de material lutítico sobre el arenoso, de unos 120 m de espesor, que hacia la mitad del mismo presenta unas barras arenosas. Estos tramos parecen corresponder con megasecuencias negativas de mayor escala que la anterior, donde se pasaría de un ambiente de plataforma a facies de interbarra o barra.

Por último, aparece un tramo más arenoso de casi 180 m de espesor, compuesto por niveles de arena de color claro de espesor métrico, con alguna intercalación lutítica subordinada. Este último tramo parece corresponder a una superposición de facies de barra e interbarra en una plataforma afectada por corrientes y oleajes.

Al microscopio, los niveles cuarcíticos aparecen formados por granos clásticos de cuarzo con bordes ligeramente recristalizados y escasa matriz (2 o 3%). Los tramos pizarrosos presentan un aumento de la matriz arcillosa, la cual aparece actualmente recristalizada a sericita-clorita.

El espesor de estos materiales varía entre 290 y 300 m.

No se han encontrado restos fósiles, que permitan conocer la edad de estos materiales, por su litología y posición, se correlacionan a escala regional con la cuarcita armoricana, y en consecuencia se les asigna una edad arenigiense.

2.3.2.3. *Pizarras y limos versicolores (33) con intercalaciones de cuarcitas ferruginosas (34). (Devónico inferior)*

Sobre los materiales descritos reposa, en discordancia, una sucesión detrítica constituida por pizarras en ocasiones sericíticas, y limos versicolores que intercalan hacia la base algunas pasadas de cuarcitas ferruginosas.

Estos materiales afloran en relación con estructuras sinclinales y están representados en una banda tectonizada al norte de la Unidad del Valle.

No existe un corte tipo donde se pueda levantar una columna completa de esta sucesión, las observaciones son siempre parciales, y gracias a los datos cartográficos, se puede obtener una columna sintética, que a grandes rasgos es la siguiente:

- Los tramos basales están integrados por pizarras y limos rojizos con intercalaciones de cuarcitas ferruginosas (acarameladas), en bancos de potencia métrica; en ellos se observan laminaciones cruzadas de ripples de oscilación. Este primer tramo está bien representado en la sierra de La Dehesa, donde se observa el cierre perianticlinal de estos materiales por encima de la cuarcita armoricana (en cartografía se han diferenciado y exagerado los niveles de areniscas); el espesor de este tramo es de unos 300-500 m.
- Un segundo tramo lo constituye una monótona sucesión de pizarras, en ocasiones sericíticas, de color violeta y/o grisáceo, con intercalaciones de niveles de limolitas y areniscas de grano fino de potencia decimétrica, y otros de grano más grueso lenticulares de potencia centimétrica. Se observan estructuras sedimentarias, tales como laminación cruzada y paralela. El espesor de este segundo tramo es difícil de calcular, pues está muy replegado; en base a la amplitud de su afloramiento, se puede estimar una potencia mínima de 200 m.

Al microscopio presentan textura psamítica y/o blastosamítica (según la composición original) esquistosa. Se componen de cuarzo, micas detríticas (biotita y moscovita-sericita), plagioclasa, óxidos de hierro, circón, esfena y turmalina, en proporciones variables, según la composición original de la roca. En conjunto derivan de sedimentos arenosos o limo-arenosos, compuestos por cuarzo de tamaño arena fina a media, micas detríticas y matriz arcillosa en distintas proporciones.

Hacia la base del segundo tramo aparecen en la Hoja de Oliva de Mérida unas masas discontinuas de calizas bioclásticas y/o bioconstruidas con abundante fauna de braquiópodos

y en menor proporción crinoides, briozoos, corales y tabulados ramificados, de edad del Devónico inferior, propios de un medio marino somero (plataforma somera).

2.4. CENOZOICO

2.4.1. Terciario

2.4.1.1. Arcillas, margas, arenas y conglomerados (35). (Mioceno)

Ocupan la zona más noroccidental del área estudiada y consisten en una masa de arcillas y arcillas margosas, de tonalidades rojizas, atribuidas a la Formación Barros.

En esta formación abundan los niveles conglomeráticos, de cantos bien redondeados, fundamentalmente de cuarcitas, en lechos dispersos y poco compactados. Se encuentran frecuentemente en las zonas más marginales de estos depósitos y cercanas al contacto del Terciario con los materiales infrayacentes.

Entre los niveles de arcillas margosas, son frecuentes las intercalaciones de arenas y areniscas de poco espesor y escasa continuidad lateral.

En conjunto es un depósito de poca potencia (entre 60 y 70 m), aunque variable debido a la morfología del zócalo hercínico.

Sus condiciones de depósito, a la vista de los materiales descritos, deben de haberse producido en un medio fluvio-lagunal con poco transporte.

No se ha encontrado fauna que permita datar esta formación, pero por similitud con otras áreas, se le puede atribuir una edad del mioceno Superior.

2.4.2. Pliocuaternario

2.4.2.1. Raña (36). Plioceno superior-Pleistoceno

Son depósitos originados en un medio fluvio-torrencial y en condiciones de desertización. Forman masas de gruesos cantos de cuarcita, fundamentalmente, de tamaño variable, llegando algunos bloques a tener 25 cm, englobados en una masa de arcillas arenosas de color rojizo. Los cantos indican un escaso transporte, ya que en su mayoría son angulosos y subangulosos y excepcionalmente aparecen redondeados. Estos cantos presentan una pátina pardo rojiza y en ocasiones es frecuente verlos envueltos en costras calcáreas de exudación.

Estos depósitos debieron de cubrir gran extensión. Actualmente están en proceso de desmantelamiento, de ahí la morfología festoneada que presentan. Sus potencias son variables, siendo más importantes hacia el N. Las áreas fuente de estos materiales serían las sierras cuarcíticas próximas a estos depósitos.

La edad que se atribuye a estos materiales es del Plioceno superior-Pleistoceno.

2.4.3. Cuaternario

2.4.3.1. *Glacis* (39 y 40)

Se trata de depósitos conglomeráticos constituidos por cantos de naturaleza cuarcítica, en una matriz arcillosa de color rojo intenso muy característico, sobre los que se superponen procesos de lixiviación, originando coloraciones ocre locales. En corte se observan potencias de hasta 8 m, presentando en su base una coloración ocre en probable relación con el nivel freático.

Algunos de estos glacis aparecen degradados y desconectados de los relieves cuarcíticos debido a la erosión posterior.

En la actualidad la superficie ocupada por estos depósitos (glacis 40 y glacis degradados 39) es muy reducida, ya que han sido desmantelados, apareciendo mejor representados en el sector centro-sur de la Hoja, donde recubren los materiales graníticos del Batolito de Quintana de La Serena.

2.4.3.2. *Coluviones* (38)

Bajo esta denominación se engloban los depósitos procedentes de la erosión de la raña y los derrubios de ladera. Constituyen acumulaciones de cantos angulosos y heterométricos en una matriz arcillosa de color rojizo. Se localizan en las proximidades de las rañas y en las laderas de los relieves cuarcíticos.

2.4.3.3. *Terrazas* (41)

En los márgenes de los cursos fluviales más importantes de la Hoja (arroyos Ortiga y Guadalefra) se han detectado al menos dos niveles de terrazas que no ha sido posible diferenciar cartográficamente. Se trata de depósitos de limos y arcillas que engloban cantos, en general redondeados y heterométricos de hasta 20 cm de diámetro y de distinta naturaleza. Es frecuente la presencia de intercalaciones lenticulares de materiales de granulometrías más finas.

2.4.3.4. *Aluvial* (37)

Aparecen principalmente en relación a los cauces de los arroyos Ortiga y Guadalefra.

Al estar situados sobre el lehm granítico, presentan una composición limo-arenosa, con una potencia que supera con frecuencia los 4 m; en zonas de llanura de inundación, su composición es fundamentalmente arcillosa.

3. TECTÓNICA

La Hoja de Castuera se caracteriza por la existencia de estructuras de deformación continuas y discontinuas, que analizamos a continuación, para cada una de las unidades descritas.

En el sector nordeste de la Hoja se sitúa la Unidad de Castuera, que contacta en su borde meridional, mediante una falla de dirección N135°E, con la Unidad del Anticlinorio de la sierra de La Lapa, la cual ocupa una amplia franja de dirección NO-SE, en el sector central de la Hoja, estando intruida hacia el sureste por el granito de Quintana.

Esta unidad, a su vez, contacta mediante una falla de dirección subparalela a la anterior, con la Unidad del Valle, la cual se localiza en el ángulo sudoccidental de la Hoja.

3.1. UNIDAD DE CASTUERA

Esta unidad está integrada por materiales precámbricos de edad del Rifeense (Alcudiense inferior) y materiales del Ordovícico inferior, estando estos últimos mal representados y localizados únicamente en los alrededores de la localidad de Castuera.

Respecto a los materiales precámbricos localizados en el sector nororiental de la Hoja y pertenecientes a esta unidad, no se han reconocido criterios tectónicos que indiquen la existencia de una fase de deformación antehercínica. No obstante, la existencia de dicha fase se pone de manifiesto, al igual que en otras áreas, por la presencia de una discordancia entre los materiales precámbricos y paleozoicos.

Se han reconocido dos fases principales de deformación atribuidas a la orogenia hercínica, que configuran los rasgos estructurales de la unidad, retocados por dos etapas posteriores, la última de ellas de fracturación.

Las estructuras generadas por las distintas fases de deformación aparecen bien representadas en los materiales precámbricos, mientras que son difíciles de reconocer en los materiales ordovícicos, reconociéndose en algunos puntos hacia el límite oriental de la Hoja y muy recubiertos por derrubios.

Estructuras de fase I

La primera fase de deformación genera una esquistosidad (S_1) bien desarrollada, que en los niveles pizarrosos aparece como una *slaty cleavage* y en los cuerpos de grauvacas se manifiesta mediante planos de fractura grosera y espaciada. Esta esquistosidad S_1 es bastante vertical y subparalela a S_0 . La representación de polos a S_1 define una dirección comprendida entre N120°E y N160°E y con menos frecuencia, en torno a N 30°E; esta dispersión se interpreta como debida a la segunda fase de deformación.

La esquistosidad S_1 aparece asociada a pliegues con charnela aguda y plano axial subvertical, observables junto al punto kilométrico 359 del FF.CC. Madrid-Badajoz y cuyos ejes presentan un plano de 10° hacia el NO.

Las relaciones S_0/S_1 y los criterios de polaridad sedimentaria indican la existencia de una gran estructura en sinclinorio cuyo núcleo parecería dispuesto hacia el NE. Esta estructura es coherente con la obtenida en materiales precámbricos, inmediatamente al N, en la Hoja de Villanueva de la Serena.

Estructuras de fase II

La segunda fase de deformación desarrolla bandas de deformación de anchura muy variable, métrico a kilométrico, dentro de las cuales, tanto la S_0 como la S_1 sufren incurvamientos característicos. Estas bandas de deformación constituyen zonas de cizalla de orientación EO, que algunos autores (CASTRO, A., 1985) asocian al emplazamiento de los granitoides en la zona de Extremadura central.

Dentro de estas bandas de deformación se observa un intenso plegamiento de $S_0 + S_1$, caracterizado por pliegues asimétricos de morfología en Z, cuyos ejes presentan un fuerte pliegue al NO. Asociadas a estas bandas, se observan frecuentemente segregados de cuarzo, localmente dispuestos como grietas escalonadas con direcciones comprendidas entre N 110°-130°E.

En relación a esta fase de deformación, aparece una esquistosidad de fractura (S_2) que produce *pencil cleavage*, al intersectar la $S_0 + S_1$. La esquistosidad S_2 sigue una dirección en torno a los N 120°E, subvertical, con fuertes buzamientos hacia el NE.

Se trata de bandas horizontales desarrolladas sobre los planos de S_1 . Estos *kink* se han observado localmente asociados a fracturas subconcordantes con las estructuras de fase I.

Forman agrupaciones de espaciado centimétrico, preferentemente en los niveles pelíticos.

3.2. UNIDAD DE ANTICLINAL DE LA LAPA

La estructuración actual de la zona ocupada por esta unidad se produjo, presumiblemente, durante la orogenia hercínica, pudiéndose distinguir dos fases de plegamiento y una de cabalgamiento.

Primera fase de deformación

Da lugar a pliegues isoclinales de dirección N120°-130°E de plano axial subvertical o ligeramente vergente al Sur. Esta fase es la responsable de una esquistosidad (S_1) fácilmente reconocible en el campo.

Se trata de una esquistosidad de plano axial del tipo *slaty cleavage*, en los términos más pelíticos y algo más espaciada en los términos más cuarcíticos.

Segunda fase de deformación

Origina pliegues de plano axial vertical y dirección subparalela a la estructura de primera fase, produciendo el apretamiento de los mismos y generando una amplia estructura anticlinal de dimensión plurikilométrica que ocupa las sierras del Arrozaio y del Recorvo.

Cabalgamientos

Entre ambas fases de deformación y en probable relación con la formación de los pliegues de primera fase, se originan estructuras de primera fase. Asociados a estas estructuras, se originan procesos dinamotérmicos, con presencia de milonitas y protomilonitas, especialmente en cuarcitas.

Al norte de la casa y ermita de San José se han observado estas estructuras cabalgantes, afectando a niveles de cuarcitas del miembro superior del Arenig, con una vergencia hacia el Sur y buzantes entre 35-40° hacia el Norte.

Estos cabalgamientos producen bandas de brechificación con fenómenos de estiramiento y ferruginización importantes, que puede alcanzar hasta 15 m de potencia. Además, estructuran los materiales ordovícicos, llegando a poner en contacto, en el flanco sur del anticlinorio, el miembro superior de edad del Arenig con materiales del Ordovícico medio-superior-silúrico.

3.3. UNIDAD DEL VALLE

Deformación cadomiense

No hay ninguna evidencia cartográfica que permita constatar la existencia de una estructuración cadomiense. El único dato es la existencia de una discordancia en la base de la secuencia paleozoica, entre el Tremadoc, y un zócalo granítico previo, aún no datado. Cabe la posibilidad de que la discordancia sea consecuencia de movimientos sárdicos y no cadomienses, o de ambos.

La existencia de procesos deformacionales precámbricos se sustenta sobre la presencia de una esquistosidad relicta en los blastos de cordierita que aparecen en la serie de pizarra y cuarcitas negras del Precámbrico (CASTRO, A., 1990). Este dato, y la existencia de granitos posiblemente finiprecámbricos de carácter calcoalcalino, permite pensar que funcionó una cadena orogénica con deformación, metamorfismo y plutonismo asociado.

Deformación hercínica

La estructuración actual de la zona se produjo durante la Orogenia hercínica, en una serie de etapas o eventos sucesivos, que analizamos a continuación:

— Fase I

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

Da lugar a pliegues apretados de tipo isoclinal, tanto simétricos como asimétricos, correspondientes a las clases 1C y 3 de RAMSAY. Son pliegues de plano axial subvertical, o ligeramente vergentes al N.

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

Esta fase se reconoce a todas las escalas, es la responsable de la esquistosidad más aparente que afecta a los materiales paleozoicos del anticlinal del Valle y de la deformación de las rocas graníticas que en él afloran.

En anticlinal del Valle (borde sur de la Hoja) correspondería a una de estas estructuras de primera fase.

Se trata de estructuras de dirección N 120°E, de plano axial subvertical o ligeramente vergentes al N, cuyos ejes cabecean hacia el NO. Tanto a escala cartográfica como en afloramiento se ven pliegues menores asociados a estas estructuras.

— Fase II

La segunda fase de deformación origina pliegues de dirección subparalela a los de la fase anterior, y como aquéllos, de plano axial subvertical.

Las estructuras de esta fase se centran en la banda ocupada por materiales devónicos, situada entre el anticlinal del Valle y el de La Lapa, donde además se reconoce un haz, bastante apretado, de fallas en dirección.

Estas estructuras llevan asociadas una esquistosidad de crenulación de plano axial, en planos discretos, marcados por óxidos de hierro, que repliegan a la estratificación y a una esquistosidad previa (S_1) marcada por filosilicatos.

Las estructuras imputables a esta fase son a escala cartográfica, el conjunto de repliegues visibles a la altura del cerro del Docenario, en la sierra de la Grana y en el cerro del Puerto, etc.

— Cabalgamientos

La fase de cabalgamientos es la responsable de un primer acercamiento de las distintas unidades diferenciadas, y se supone que funciona inmediatamente después de los primeros pliegues, como respuesta a los mismos esfuerzos.

Los cabalgamientos detectados, que aparecen en el anticlinal del Valle, provocan una repetición del zócalo prepaleozoico; estos cabalgamientos han funcionado en el límite entre condiciones dúctiles y frágiles (CASTRO, A., 1990) y responden, en opinión de dicho autor, a accidentes con movimientos sinistrorsos y con una cierta componente de falla inversa.

En los afloramientos correspondientes a los ortoneises del Valle se observa una dirección de estiramiento mineral.

3.4. FRACTURACIÓN

Se distinguen dos conjuntos de fracturación:

* Sistema E-O

Es el sistema característico en el alcudiense cartografiado. Existe un campo de fracturas de espaciado hectométrico a kilométrico, con direcciones dominantes E-O (N90°) a 75°E. Las fracturas, algunas de ellas de recorrido kilométrico, se encuentran frecuentemente mineralizadas, al igual que sucede en el valle de Alcuía y otros puntos vecinos.

La falta de niveles guía ha imposibilitado determinar el salto de estos accidentes. Sin embargo, la inflexión de la S_0/S_1 , así como el desplazamiento que producen sobre un dique de pórfido granítico en las cercanías de la casa de Barrionuevo, permite deducir un sentido sinistrorso en la horizontal.

* Sistema N140°-160°E

El accidente más importante de este tipo es la falla de La Padija. Este accidente pone en contacto el Alcudiense con unas pizarras negras intensamente replegadas y silicificadas atribuibles al Ordovícico medio. Del sentido de arrastre de la S_1 , así como los pliegues asimétricos que se observan, se deduce una cierta componente dextrorsa.

Se trata de un accidente muy rectilíneo que parece incurvarse al SE a medida que se aproxima hacia el pueblo de Castuera.

Este tipo de fracturas son frecuentes en las facies gruesas grauváquicas, dando espejos de fracturas subparalelos a S_1 , con estrías horizontales a veces muy marcadas y dominantes.

* Otros sistemas menores

En el ángulo NE aparecen sistemas "norteados" similares a los encontrados por PALERO *et al.* No parecen tener desplazamientos apreciables, pudiendo considerarse más como diaclasas de gran longitud.

3.5. ACCIDENTES NEOTECTÓNICOS

Para la valoración de la actividad neotectónica de la región estudiada durante el período correspondiente a los últimos 12 m.a., tienen especial interés las consideraciones realizadas en el apartado dedicado a la Geomorfología, relativas a la identificación de los depósitos asociados a la superficie de erosión existente en la Hoja. Se van a utilizar en esta ocasión dos marcadores o niveles de referencia. Uno más antiguo, correspondiente a dicha superficie y los sedimentos asociados (glacis culminantes), y otro más reciente, en el que se agrupan los glacis de encajamientos y los glacis erosivos resultantes de la degradación de los anteriores.

En relación con el primero, tanto la superficie mencionada como los depósitos asociados, se sitúan, en la mayor parte de la Hoja, a cotas de 500 m en la base de las sierras cuarcíticas, descendiendo hacia el N. Sobre ellos se han trazado isohipsas con equidistancias de 20 m, las cuales permiten detectar sus débiles pendientes y en algunos casos saltos anómalos que pueden servir como indicadores de una posible actividad neotectónica.

De esta manera, en el sector nororiental de la Hoja, la superficie en cuestión desciende hacia el N y desde la Sierra de Castuera hasta cotas de 420 m. Más al Norte y cerca de Campaenario se sitúa sin embargo a 460 m. Si a ello se añade el hecho de que el arroyo de Guadalefra, situado entre ambos sectores, experimenta un cambio brusco de dirección coincidente con la dirección de algunas fracturas (anomalía geomorfológica lineal), podría pensarse en un hundimiento tectónico del área meridional en relación a dicha anomalía.

No obstante, hay que tener en cuenta que en el sector mencionado (norte de Castuera) la citada superficie aparece en su mayor parte desprovista de su glacis de cobertera y sin alteraciones, por lo cual cabe la posibilidad de que haya experimentado un retrabajamiento asociado al inicio del encajamiento de la red hidrográfica actual, en cuyo caso habría que desechar los movimientos mencionados.

Por otro lado, la edad paleógena de esta superficie permitiría atribuir dichos movimientos a cualquiera de las fases alpinas acaecidas durante el Mioceno.

Sin embargo, en el sector sudoccidental existen datos más concluyentes dado que en este lugar existe una falla con dirección NO-SE (véase mapa geomorfológico) que desnivela la superficie de erosión paleógena y los glacis culminantes, con un salto vertical de 100 m en el borde occidental de la Hoja y de 50 m en el extremo SE de dicho accidente.

Teniendo en cuenta que la edad asignada a dichos sedimentos es del Mioceno, la actuación posterior de dicho accidente puede abarcar gran parte del Mioceno y Plioceno, ya que existen glacis de encajamiento pliocuaternarios que enlazan con las laderas regularizadas de dicho escarpe.

En la porción más oriental, situada dentro de la Hoja, este mismo accidente presenta formas que podrían identificarse como facetas triangulares muy degradadas.

En definitiva, y cara a la actividad entoectónica, este accidente puede catalogarse como de posible actividad en la época neotectónica.

En el ángulo noroccidental de la Hoja y cerca de las excavaciones realizadas por ENUSA, existen dos fracturas paralelas con dirección ONO-ESE, detectadas mediante fotointerpretación sobre los metasedimentos del zócalo y que podrían afectar a los glacis culminantes del Mioceno inferior, dado que el techo de estos últimos parece experimentar un descenso anómalo al aproximarse a cada accidente. No obstante, dicho descenso también puede ser el resultado de un retrabajamiento parcial de estos depósitos al acercarse a las zonas de fallas por las cuales ha progresado la incisión actual.

En relación con el segundo elemento, ya mencionado y que puede servir de referencia para valorar la actividad neotectónica (glacis de encajamiento), hay que señalar que no presentan ninguna anomalía indicadora de tal actividad, ni siquiera en la prolongación al accidente que desnivela la superficie paleógena.

En definitiva, y como conclusión de lo anterior, las formas poligénicas antiguas (Paleógeno-Mioceno inferior) aparecen afectadas por algunos accidentes cuya actividad parece anterior a las formas poligénicas y fluviales ligadas al encajamiento de la red hidrográfica (Pliocuaternario). Sin embargo, y tal como se analiza en el apartado siguiente, pueden haberse producido movimientos posteriores de escasa cuantía.

3.5.1. Anomalías geomorfológicas

Tan sólo se ha interpretado como tal una anomalía lineal, con la que coinciden el cambio brusco de dirección del arroyo de Guadalefra (de N-S a ENE-OSO), otro codo observado en uno de sus afluentes y por último el sector del río Ortega en que su llanura de inundación adquiere un desarrollo de cierta importancia, que contrasta con el resto de su trazado.

Por todo ello, dicha anomalía podría corresponder a un hipotético accidente que habría condicionado el hundimiento del bloque meridional a contrapendiente del drenaje dirigido de S a N, hundimiento que habría propiciado un cambio importante en el curso del arroyo Guadalefra y

también otro pequeño codo en el río Ortega, pero en especial el desarrollo de una zona de colmatación o agradación por sedimentos y con cierta tendencia al encharcamiento.

También hay que recordar la posible vinculación en dicha anomalía del descenso observado sobre la superficie paleógena de Castuera, tal como se ha mencionado anteriormente.

En definitiva, la anomalía geomorfológica lineal del arroyo de Guadalefra, puede identificarse como un accidente supuesto con posible actividad en tiempos recientes.

4. PETROLOGÍA

4.1. ROCAS ÍGNEAS

En este apartado se describen los caracteres petrológicos de las rocas ígneas presentes en la Hoja.

4.1.1. Rocas plutónicas

Dentro de la presente Hoja afloran diversos cuerpos plutónicos como son la granodiorita de Quintana de la Serena, el granito de La Haba y los granitoides miloníticos del Valle de la Serena.

De los cuerpos referidos, los dos primeros cortan a las estructuras hercínicas y se interpretan como rocas orogénicas tardihercínicas.

Los granitoides del Valle de la Serena representan el zócalo de la secuencia paleozoica aquí reconocida, y cabe interpretarlos como un plutonismo orogénico cadomiense.

4.1.1.1. Rocas ígneas prehercínicas

El plutonismo de esta edad está representado en su totalidad en la esquina SO de la Hoja de Castuera, en el núcleo de un anticlinal hercínico, trastocado y roto por fallas en dirección y conocido como anticlinal del Valle.

Existen diversas masas diferenciadas de cuerpos ígneos cuya naturaleza varía desde dioritas a granitos. Todos aparecen más o menos tectonizados, oscilando desde rocas cataclásticas a auténticos ortogneises.

No se conocen las relaciones temporales de los diversos cuerpos ígneos entre sí. En este trabajo utilizaremos el criterio de suponer como más antiguos los cuerpos más deformados, si bien este criterio hay que utilizarlo con enormes reservas.

a) Ortogneis milonítico (4)

La parte septentrional del anticlinal del Valle está ocupada por un granito gneisificado que con dirección NO-SE discurre por el borde SO de la Hoja, y que se conoce como "Ortogneis del Valle".

El afloramiento tiene forma de cuña alargada y sus límites son de tipo mecánico; su anchura oscila desde unos 0,4 km en el borde occidental de la Hoja, hasta unos 2 km en el borde sur. En su interior queda alojada una cuña arcósica gneisificada de unos 9,3 km de ancho como máximo y unos 5 km de longitud.

En el campo, el ortogneis se presenta como una roca granuda de grano fino, de color gris claro, con una foliación muy clara subparalela al afloramiento y buzando unos 60°-70° al S. Se observa una lineación de estiramiento mineral sobre dichas superficies de dirección próxima a N70°E.

Al microscopio, se presenta como una roca granuda, con textura néisico-milonítica y/o proto-milonítica, compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, clorita, sericita y anfíbol. La deformación de la roca no es homogénea y se caracteriza por una fracturación y granulación de los cristales de cuarzo y feldespato que aparecen embalados en una matriz de productos micáceos recrystalizados. El feldespato aparece roto y estirado formando ocelos; el cuarzo aparece estirado y granulado en sus bordes (en ocasiones afecta a todo el cristal) formando agregados granoblásticos elongados.

La composición de estas rocas no es homogénea, el protolito original es mayoritariamente granítico, si bien hay muestras que proceden de rocas de composición diorítica.

b) Granitos cataclásticos (5)

En el núcleo del anticlinal del Valle, y más concretamente en su mitad meridional, afloran rocas granudas de composición granítica y textura cataclástica.

El afloramiento se restringe al borde SO de la Hoja; el límite septentrional del mismo es un cabalgamiento que monta dicho granito sobre la base de la sucesión paleozoica aflorante. Hacia el Sur el granito aparece recubierto en discordancia por las arcosas del Tremadoc.

En el campo, el granito se presenta como una roca granuda de grano grueso, de color grisáceo claro, cuya característica más sobresaliente es la presencia de un entramado de fracturillas, sin orientación preferente que confiere a la roca un aspecto cataclástico.

Al microscopio se observa una roca de textura granular brechoide, de composición granítica, afectada por una brechificación generalizada, que provoca la rotura sin desplazamiento de los cristales (brechificación estática) y dobladura de las micas, y le confiere una grosera orientación. Este proceso lleva asociada la alteración de los máficos originales y la recrystalización de pequeños agregados de clorita-biotita (alteración potásica). Posteriormente, se observan venillas de calcita y/o clorita y cuarzo.

c) Dioritas y/o gabros (6)

Dentro de los granitos cataclásticos, se reconocen unas masas de composición diorítica que afloran en el borde occidental de la Hoja y en las proximidades del cerro de la Media Legua.

El afloramiento del borde occidental de la Hoja es la prolongación de un cuerpo de mayores dimensiones (5 km aproximadamente) que se extiende por la vecina Hoja de Oliva de Mérida;

el otro afloramiento corresponde a una masa de pequeñas dimensiones, estrecha y alargada, que aparece totalmente rodeada de material granítico.

En el campo se trata de una roca granuda de grano medio, que presenta disyunción en bolas y que produce unos suelos arcillosos de color rojizo, que se diferencian muy bien de los suelos arcósicos producidos por la meteorización de los granitos.

Al microscopio presenta textura granular y está formada por plagioclasa, anfíbol, biotita y menas metálicas. La plagioclasa está totalmente alterada a sericita y/o mica más epidota, y el anfíbol (hornblenda verde, en menor proporción actinolita) aparece en agregados procedentes de la alteración de piroxenos, del que se conservan restos en algunos cristales.

Al igual que los granitos, estas masas dioríticas muestran una ligera deformación con rotura de cristales, al que le sigue otro de alteración, con relleno de venillas de epidota, clorita y óxidos.

En la presente Hoja no se han podido establecer la relaciones de intrusión entre los cuerpos dioríticos y graníticos, si bien ambos son previos al depósito de las arcosas del Tremadoc. En la Hoja de Oliva de Mérida se indica que los gabros y/o dioritas son intrusivos en los granitos cataclásticos.

La edad de todos estos cuerpos plutónicos se acepta a escala regional que es del Proterozoico superior, y se interpretan como un magmatismo orogénico cadomiense.

4.1.1.2. Rocas ígneas hercínicas

La mayor parte de la superficie de esta hoja está ocupada por rocas de naturaleza plutónica, pertenecientes a dos cuerpos graníticos (s.l.) bien definidos: Macizo de La Haba y Batolito de Los Pedroches. Ambos cuerpos, situados en la Alineación Nisa-Alburquerque-Pedroches.

a) Macizo de La Haba (12, 13 y 14) ---

Las rocas pertenecientes a este macizo afloran en el tercio septentrional y ocupan una superficie de unos 43 km², desarrollada según una banda de dirección ONO-ESE.

Este cuerpo granítico corta a las estructuras de los metasedimentos de la roca de caja de forma neta e intrusiva. Su intrusión produce una aureola de contacto de 2 a 3 km de ancho.

En conjunto, su morfología es de suave penillanura, con pequeños resaltes producidos por diques de cuarzo de potencia métrica.

Las rocas graníticas afloran en forma de "lomos de ballena" y domos, siendo más escasos los berrocales.

Está surcado por los ríos Ortiga y Gadalmes, con dirección NO-SE, ambos afluentes del Guadiana.

Está afectado por la etapa de fracturación tardihercínica, que en este cuerpo se caracteriza por una no muy densa red de fracturas de dirección NNE-SSO, NE-SO y NNO-SSE.

Son muy escasos los enclaves encontrados en este macizo, siendo de pequeño tamaño, del tipo xenolitos, y localizándose principalmente en las proximidades del contacto.

En función de la relación de este cuerpo granítico con las estructuras de la roca de caja, se puede afirmar que su intrusión tiene lugar con posterioridad a la última fase de deformación dúctil hercínica.

PENHA y ARRIBAS (1974) datan este macizo, por el método K-Ar, obteniendo una edad de 311 ± 10 m.a., que corresponde al límite Namuriense-Westfaliense (Carbonífero superior).

Se han diferenciado tres tipos petrográficos en función de sus características composicionales, mineralógicas y texturales: granito de dos micas con megacrístales (12), que representa el tipo petrológico más abundante, leucogranito de dos micas (13) y leucogranito moscovítico (14).

— Granito de dos micas con megacrístales (12)

Este granito es el tipo petrológico más extendido y característico de La Haba.

En muestra de mano, es una roca de tonalidad gris claro, en la que destacan los megacrístales de feldespato potásico que alcanzan los 10-12 cm en su eje mayor y de un tamaño medio de 5-6 cm. Es una roca heterométrica, de tamaño de grano grueso a muy grueso, subidiomorfa, porfídica con megacrístales idiomorfos.

Está compuesto principalmente por plagioclasa, de idiomorfa a subidiomorfa, frecuentemente alterada a sericita; cuarzo xenomorfo, de tendencia globosa, con extinción ondulante; feldespato potásico del tipo microclina, que aparece como fenocristales de gran tamaño y como uno de los componentes principales de la matriz, subidiomorfo y xenomorfo, con gran cantidad de halos pleocroicos y abundantes inclusiones de circón, en ocasiones alterada a clorita; la moscovita se encuentra siempre en menor proporción que la biotita, y normalmente crece a expensas del feldespato potásico.

De forma accesoria, contiene andalucita y/o cordierita, normalmente sustituidas por micas (moscovita o pinnita); apatito, circón y opacos.

La textura es hipidiomórfica, porfídica a megaporfídica, con matriz heterométrica de grano grueso a muy grueso, con zonas de grano medio.

En función de sus características microscópicas, han sido clasificadas como granito megaporfídico de dos micas, con cordierita y/o andalucita.

Dentro de este tipo granítico se ha observado una fábrica primaria (flujo magmático), definida claramente por la orientación de los megacrístales de feldespato potásico. La cartografía de estos planos de flujo magmático muestra cómo éstos se adaptan, en mayor o menor medida, al contacto con la roca de caja.

— Leucogranito de dos micas (13)

Aflora mayoritariamente en el sector noroccidental del macizo (Hoja de Villanueva de La Se-

rená), según una banda alargada en dirección próxima a NO-SE. En esta Hoja únicamente se observan pequeños cuerpos situados en la mitad centro-septentrional de ese cuerpo.

En el campo aflora como un tipo granítico de tránsito entre el tipo común y el tipo leucogranítico de borde, con una disminución progresiva del porfidismo y del tamaño de grano, y un aumento en la proporción de moscovita.

Mesoscópicamente, es una roca leucocrática de tamaño de grano fino a medio, de composición próxima al tipo granítico común, haciéndose en este caso más patente el contenido en moscovita. Características que se aprecian, igualmente, a escala microscópica.

La textura es hipidiomorfa, heterométrica, de grano fino a medio y en ocasiones porfídica.

— Leucogranito moscovítico (14)

Representa el tipo petrográfico más evolucionado del macizo. Aflora en el borde sudoccidental del mismo, en contacto con la roca de caja.

En afloramiento, es una roca leucocrática de textura aplítica. Microscópicamente, ha sido clasificada como aplita moscovítica.

Como minerales principales contiene albita, cuarzo, feldespato potásico y moscovita. Todos ellos con contornos xenomórficos. La albita puede hallarse en intercrecimientos groseros, de tipo gráfico, con cuarzo.

— Consideraciones petrológico-geoquímicas

Las muestras del Macizo de La Haba pertenecientes a esta Hoja geológica se encuentran marcadas por un asterisco en la Tabla 1. El resto de las muestras tomadas sobre este macizo pertenecen a otras hojas geológicas adyacentes y han aportado datos adicionales para la interpretación de este macizo, según figura en el informe complementario de geoquímica.

Los resultados analíticos de estas tres muestras, como el resto de las rocas de este macizo muestran contenidos en SiO_2 y Al_2O_3 muy elevados, 73-74% y 13%, respectivamente.

Se trata de rocas peraluminicas que se sitúan en el campo de los granitos de dos micas con predominio de moscovita. Pertenecen a series calcoalcalinas, aunque ocurren comportamientos erráticos de los álcalis debido a fenómenos de alteración posterior, como potasificación y albitización.

Encuadrados en la misma serie evolutiva que los vecinos Macizos de Quintana y Magacela, los contenidos en elementos de filiación básica son inferiores, representando las facies del Macizo de La Haba el polo más evolucionado de esta serie.

b) Batolito de Los Pedroches (Macizo de Quintana) (8, 9, 10 y 11)

En esta Hoja aflora el extremo noroccidental del Batolito de Los Pedroches, extremo que se

Tabla 1: Análisis químico de rocas ígneas del Macizo de La Haba

Muestra	1												2				3	4
	9252	9253	9254	9255	9539	9595	9597	9544	9628	9533(*)	9519(*)	9524(*)	9535	9537	9542	9593	9642	9224
Coord. X	251758	251860	250467	248070	258525	259166	259704	262522	255953	264495	272955	273517	261747	259364	260990	259969	268022	251150
Coord. Y	4310183	4311681	4312949	4312294	4309481	4304567	4303980	4303259	4305281	4299307	4301445	4299300	4304309	4307721	4305892	4305340	4303990	4307382
%																		
SiO ₂	72,64	74,81	72,26	64,50	72,90	73,00	72,48	71,20	74,26	73,06	74,20	74,60	72,45	72,00	73,95	72,45	73,20	74,17
Al ₂ O ₃	14,37	13,85	14,49	14,89	14,52	14,13	14,91	14,92	13,68	13,69	13,84	13,97	14,32	14,32	14,16	13,98	14,07	13,68
FeO (T)	1,78	1,56	1,69	3,54	1,89	1,76	1,53	2,09	1,65	1,73	1,56	1,50	1,79	1,66	1,41	1,30	1,89	0,76
MgO	0,33	0,30	0,28	1,89	0,47	0,51	0,40	0,64	0,52	0,46	0,33	0,31	0,53	0,47	0,38	0,34	0,59	0,12
CaO	0,76	0,98	1,05	2,52	0,87	1,10	0,95	1,21	0,88	0,87	1,00	0,71	1,24	0,94	0,66	0,90	1,17	0,67
Na ₂ O	2,91	2,93	3,01	2,63	2,74	2,74	2,92	3,11	2,98	2,80	2,91	2,67	2,79	2,55	2,55	2,96	2,69	3,05
K ₂ O	4,34	4,43	4,11	3,66	4,21	3,76	4,45	4,39	3,75	4,05	3,93	4,19	3,82	4,35	4,31	4,07	3,87	4,62
MnO	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02
TiO ₂	0,22	0,19	0,19	0,50	0,18	0,28	0,20	0,24	0,18	0,21	0,20	0,18	0,30	0,27	0,20	0,18	0,33	0,05
P ₂ O ₅	0,25	0,22	0,21	0,15	0,22	0,20	0,21	0,23	0,21	0,22	0,21	0,22	0,21	0,23	0,22	0,22	0,23	0,16
H ₂ O	0,10	0,01	0,25	1,97	0,45	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,56	0,44	0,01	0,01	0,48	0,01	0,01
TOTAL	97,74	99,31	97,57	96,29	98,48	97,53	98,09	98,08	98,15	97,14	98,23	98,95	97,92	96,83	97,88	96,91	98,09	97,31
ppm																		
Li	131	113	105	74	112	104	117	118	124	140	161	115	86	86	63	93	94	26
Be	4	4	4	4	6	5	4	5	5	5	5	4	4	3	3	3	4	14
Rb	340	320	330	190	340	290	340	340	330	330	340	320	260	340	340	340	270	290
Sr	78	80	82	268	95	126	126	162	89	115	125	79	165	116	90	90	150	35
Y	12	11	11	20	14	11	10	13	12	12	11	12	12	11	11	9	12	5
Zr	145	143	180	220	177	166	132	198	166	142	123	148	197	185	150	117	200	50
Ba	223	209	243	679	320	458	405	497	251	356	289	268	540	481	465	398	554	50
As	17	11	19	40	23	10	11	11	27	28	19	5	20	5	11	5	11	25
Nb	14	13	13	19	16	19	19	20	17	18	19	19	16	16	13	18	19	6
Ta	2,5	6	2,5	2,5	6	7	2,5	2,5	2,5	7	5	5	6	2,5	9	2,5	6	6
Ce	56	47	29	110	50	73	50	57	57	60	40	38	78	67	46	43	47	5
La	22	25	14	62	22	40	26	35	27	27	22	20	25	43	34	20	36	5

1. Granito de dos micas con megacrístales 2. Leucogranito de dos micas; 3. Granito biotítico con moscovita; 4. Leucogranito moscovítico. (*) Muestras de la hoja 805 (Castuera)

sitúa en los alrededores de la localidad de Quintana de la Serena, entre las localidades de la Guarda, El Docenarío y Castuera.

Tiene una forma cartográfica groseramente semielíptica, con un eje mayor en dirección NO-SE y ocupa una superficie de unos 225 km².

Su relieve es negativo respecto al entorno, con una morfología suave de penillanura que choca bruscamente con las sierras cuarcíticas del Recorvo, Arrozaio y Agalla en el NO y contra la sierra de Castuera en el SE.

Esta zona es divisoria de aguas de las cuencas del Guadiana (al Norte) y del Guadalquivir (al Sur).

Este cuerpo plutónico corta de forma neta las estructuras de los metasedimentos paleozoicos que constituyen la roca de caja, produciendo en ellos una aureola de metamorfismo de contacto, de anchura variable (entre 500 m y 3 km aproximadamente). Por este hecho puede expresarse que la intrusión-emplazamiento de este cuerpo, al menos en el sector considerado, tiene lugar con posterioridad a la última fase de deformación dúctil hercínica.

Las rocas graníticas (s.l.) de este sector del Batolito de Los Pedroches están afectadas por una fracturación no muy intensa de dirección predominantemente NE-SO y en menor medida N-S y NNE-SSO.

BELLON *et al.* (1979) realizan una datación radiométrica por el método K-Ar de la granodiorita biotítico-hornbléndica, que da una edad de 301 ± 15 m.a., lo que la sitúa en el límite del Westfalíense-Estefaniense (Carbonífero superior).

Los distintos tipos petrográficos reconocidos muestran la siguiente serie evolutiva clara: granodiorita biotítica hornbléndica (10), granito de dos micas (9) y leucogranito (8), con claro predominio, en cuanto a extensión de afloramiento, de la primera.

La granodiorita biotítico piroxénica (11) representaría la facies más básica del batolito; si bien su posible relación genética con las rocas volcánicas del área hacen aconsejable su descripción y tratamiento de forma separada.

— Granodiorita biotítica hornbléndica (10)

Es una roca bastante homogénea, con un tamaño de grano medio y una color gris claro a gris oscuro, en la que destacan los cristales de biotita. Como componentes principales tiene plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y biotita.

Son frecuentes los afloramientos *in situ*, con morfología de domo y lancha. Las observaciones de campo se ven muy favorecidas por la gran cantidad de canteras que se localizan en esta roca.

Se aprecian dos zonas de diferente tonalidad, una más melanocrática (anfibólico-biotítica) periférica, que pasa gradualmente a otra exclusivamente biotítica.

Intruye de forma neta sobre las rocas que la rodean, produciendo sobre ellas efectos térmicos más o menos evidentes, que van desde una recristalización de la matriz en las granodioritas piroxénicas (11) a una corneanización de los metasedimentos de caja.

El estudio microscópico muestra que la plagioclasa es subidiomorfa, con zonado oscilatorio muy marcado; el cuarzo es xenomorfo e intersticial, el feldespato potásico es igualmente xenomorfo e intersticial y origina estructuras poiquilíticas al englobar plagioclasas, biotita, anfíbol y cuarzo; la biotita tiene coloración de verde-parda a pardo-rojiza y presenta frecuentes inclusiones de apatito y circón.

Como minerales secundarios contiene sericita, derivada de la plagioclasa, en ocasiones con susurización y clorita derivada de la biotita. En general, la alteración es moderada.

Entre los minerales accesorios destaca la hornblenda, como agregados de grano fino o pequeños prismas subredondeados. Otros componentes accesorios son allanita, turmalina, esfena, apatito y circón.

Es frecuente observar una fábrica primaria de origen magmático, definida por la orientación preferente de biotitas, como rasgo más acusado.

Este tipo petrológico presenta un importante contenido en enclaves, cuyo significado petrogenético ha sido estudiado por CASTRO, A. (1990), que indica que estos enclaves muestran una serie composicional completa, desde dioritas con plagioclasa y hornblenda hasta tonalitas porfídicas con todo tipo de términos transicionales, todos ellos derivados de un proceso de diferenciación y mezcla magmática.

Para este autor, la granodiorita biotítica hornbléndica procedería de la mezcla entre un magma máfico y otro félsico.

— Granito de dos micas (9)

Este tipo de rocas aflora en la zona central del área ocupada por la granodiorita biotítico-hornbléndica, produciendo un leve resalte morfológico de unos 4 km² de superficie. No ha podido establecerse con precisión la relación entre ambos tipos petrológicos, si bien el granito (s.str.) podría corresponder a un diferenciado cupuliforme.

Las condiciones de afloramiento son buenas. Tiene morfología de berrocal, resaltando claramente en el paisaje. De forma aislada, aflora según grandes lanchas e incluso domos.

En muestra de mano es similar a la granodiorita biotítica-hornbléndica, aunque algo más leucocrática, diferenciándose de ella por el contenido en moscovita, por la presencia de pequeños nódulos de cordierita y por el menor contenido en biotita.

Es una roca heterométrica de grano medio-grueso, con tendencia porfídica, compuesta por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y moscovita.

Como accesorios se observan cordierita fresca o pinnitizada, circón y apatito.

La alteración se manifiesta por cloritización de la biotita y sericitización de la plagioclasa, ambas en grado bajo.

Su textura es hipidiomórfica heterogranular con tendencia porfídica, definida en ocasiones por el mayor tamaño de la plagioclasa y más raramente del cuarzo.

— Leucogranito (8)

Representa la tipología de borde y está muy escasamente representado. Son rocas leucocráticas de grano fino.

Está compuesta principalmente por plagioclasas, cuarzo y feldespato potásico; como accesorios contiene moscovita, biotita y opacos.

Texturalmente es una roca de grano fino y alotriomorfa.

— Granodiorita ortopiroxénica (11)

Representa el término más básico de este sector del Batolito de Los Pedroches y ocupa su tercio occidental. Como se ha mencionado anteriormente, su ubicación dentro del grupo de rocas del batolito no está perfectamente establecida, pudiendo tratarse de un núcleo subvolcánico relacionado con las andesitas y dacitas que se describen posteriormente. Está claramente intruido por la granodiorita común (10) del batolito.

Los afloramientos no son muy abundantes y su morfología es de canchos, lanchas y berrocal; lo más frecuente es encontrar bolos acumulados en los campos de labor. Normalmente es una roca sin alterar. El lehm producto de su erosión y meteorización es una arena fina de color pardo oscuro.

El reconocimiento de *visu* muestra una roca de color gris oscuro, de gran dureza, porfídica, de grano fino y matriz microcristalina, con fenocristales milimétricos de plagioclasa, biotita, cuarzo y anfíbol, que en ocasiones llegan a definir una cierta fábrica primaria.

En función de sus características microscópicas, ha sido clasificada como granodiorita-cuarzo-monzodiorita biotítica orto y clinopiroxénica, de textura porfídica con matriz microcristalina orientada, en la que los fenocristales representan alrededor del 80-60% de la roca.

Los fenocristales en orden decreciente de abundancia son de plagioclasa, biotita, ortopiroxeno, cuarzo, clinopiroxeno, y en menor medida de feldespato potásico. La matriz está constituida esencialmente por cuarzo y feldespato potásico.

La plagioclasa es subidiomorfa con zonado oscilatorio; el cuarzo es xenomorfo y globoso; el feldespato potásico es xenomorfo, y en ocasiones presenta inclusiones de biotita y plagioclasa; la biotita es generalmente pardo rojiza con inclusiones de apatito y circón; el ortoproxeno es xenomorfo con ligero pleocroísmo de incoloro a verde muy claro; el clinopiroxeno es xenomorfo con pleocroísmo de rosa salmón a verde. De forma accesoria, contiene apatito, calcita, circón y opacos.

Frecuentemente se observa fábrica primaria (flujo magmático) y en ocasiones cataclasis, orientación de fenocristales y kinkamiento de la biotita.

Contiene numerosos enclaves del tipo xenolítico que en muchas ocasiones ha sido posible reconocer claramente que pertenecían a rocas del complejo andesítico-dacítico, al que intruye en su borde meridional.

c) Rocas volcánicas

— Andesitas y tobas dacíticas (7)

Dentro de este grupo se incluyen las rocas de composición andesítica y dacítica pertenecientes al afloramiento de Malpartida de la Serena, que hasta el trabajo de EGUIGUREN (1982) habían sido consideradas como rocas plutónicas del Batolito de Los Pedroches.

Afloran en el borde sudoccidental de la Hoja, en una superficie de aproximadamente 8 km², con una forma groseramente semiesférica, situándose en su centro la localidad de Malpartida de la Serena.

Su morfología es de suave penillanura. Los afloramientos *in situ* son prácticamente inexistentes, siendo frecuente encontrar bolos de estas rocas acumuladas en los campos de labor. De forma general, producen un relieve ligeramente más acusado que las rocas graníticas de su entorno.

Dentro de esta área volcánica se han diferenciado, en función de su composición, texturas y morfología, dos tipos de rocas: rocas de composición andesítica y tobas dacíticas. La escasez de afloramientos no ha permitido establecer la relación entre ellas ni realizar una cartografía diferenciándolas, por lo que en conjunto se los ha denominado "Complejo Volcánico Andesítico-dacítico".

Este complejo volcánico es intruido por las rocas plutónicas del Batolito de Los Pedroches (extremo noroccidental), produciendo sobre las rocas volcánicas un acusado proceso de biotitización y recristalización, por metamorfismo de contacto.

En general, el contacto con las rocas graníticas no ha sido observado únicamente en puntos aislados se ha visto cómo éste es netamente intrusivo.

Las rocas andesíticas son el tipo petrológico dominante, se caracterizan por su intenso color negro y gran dureza. Macroscópicamente son rocas criptocristalinas, con fenocristales de plagioclasa de tamaño milimétrico (2-3 mm) que se disponen en bolsadas, distribuidas irregularmente, lo que les confiere una textura porfídica fluidal. A esta escala no se observa fábrica deformativa.

Microscópicamente han sido clasificadas como metaandesitas biotitizadas, porfídicas con matriz microcristalina orientada. Como fenocristales, contiene plagioclasa que representa el 30% aproximadamente de la roca, constituye la mayoría de los fenocristales observados y una parte importante de la matriz, de tamaño milimétrico (1-3 mm), idiomorfa a subidiomorfa, maclada y zonada; feldespatos potásico subidiomorfo y en mucha menor proporción que la plagioclasa; anfíbol de tipo hornblenda, normalmente pseudomorfizado a biotita, que representa el 10% del total, minoritariamente como fenocristales.

La matriz es microcristalina y contiene principalmente plagioclasa y anfíbol y en menor proporción feldespatos potásico, biotita, cuarzo, apatito, esfena y opacos.

Los fenocristales de biotita, que *de visu* son más abundantes en las proximidades a las rocas graníticas y la recristalización (silicificación) de la matriz que se ha observado en algunas muestras, se interpretan como debidos a efectos de metamorfismo de contacto.

Las tobas dacíticas se encuentran en mucha menor proporción que las andesitas y se caracterizan por su color gris verdoso y por mostrar una esquistosidad penetrativa muy acusada.

Microscópicamente son rocas estructuradas tectónicamente, de aspecto tobáceo, con fenocristales de cuarzo y plagioclasa de entre 1 y 4 mm así como biotita, que al igual que en las rocas andesíticas, se considera originado por metamorfismo de contacto. La matriz es de grano fino y constituida esencialmente por minerales máficos.

Microscópicamente han sido clasificadas como metadacitas fragmentarias, con fenocristales de plagioclasa y cuarzo, y una matriz constituida por biotita, plagioclasa, cuarzo, clorita, minerales de hierro, rutilo, moscovita, turmalina, circón, apatito, sericita, prehnita y hornblenda.

Respecto a la edad de estos materiales, en función de los datos de esta Hoja, únicamente se puede decir que son anteriores a la intrusión de los granitoides de Los Pedroches, de los que se dispone de una datación radiométrica que da una edad de 301 ± 15 m.a. (BELLÓN *et al.*, 1979, en SERRANO PINTO *et al.*, 1987) para el tipo granodiorítico; así pues, este complejo volcánico sería de edad prewestfaliense (Carbonífero superior).

— Consideraciones petrológico-geoquímicas

De las facies reconocidas en el Macizo de Quintana se han analizado 20 muestras, de las que cinco corresponden a la facies común (granodiorita biotítica-hornbléndica), seis a la granodiorita ortopiroxénica, tres al granito de dos micas y el resto a otros materiales ígneos como figura en la Tabla 2.

En esta tabla se observa la gran variabilidad de contenidos existentes entre las diferentes facies analizadas.

Los términos más básicos de las rocas plutónicas los representan las facies de granodiorita ortopiroxénica, que con un 65% en SiO_2 , presentan contenidos altos en Al_2O_3 (15,4%), ferromagnesianos y calcio.

La litología principal de este macizo la integran las granodioritas biotíticas, con valores de SiO_2 inferiores al 68%, Al_2O_3 muy constante en torno al 15,6%, ferromagnesianos presentes con valores moderados, álcalis en torno al 3,2% y relaciones $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ próximas a la unidad.

Con valores de Al_2O_3 semejantes a las series anteriores, son los granitos de dos micas los que presentan mayores contenidos de SiO_2 (más del 71%) y ligera tendencia potásica. En cambio estos granitos están levemente empobrecidos en elementos menores, como Li, Rb y Zr.

Las características geoquímicas de los diques de pórfidos graníticos son semejantes a los granitos de dos micas, aunque comparativamente se trata de rocas más ácidas, con un grado mayor de evolución y evidencias de procesos de alteración (sericitización-potasificación).

En resumen, se puede decir que la composición de las rocas plutónicas de esta Hoja es coherente con los datos que se tienen a escala de Batolito, donde las composiciones oscilan entre el campo granodiorítico y términos más evolucionados, ocasionalmente diques, representantes de los últimos estadios de esta evolución. Se observa una única tendencia propia

Tabla 2. Análisis químicos de rocas ígneas del Macizo de Quintana (Batolito de Los Pedroches).

	1					2					3			4		5				
Muestras	9565	9571	9577	9578	9664	9588	9667	9607	9604	9606	9553	9557	9569	9563	9582	9585	9609	9561	9559	9662
Coord. X	272272	276082	275840	273818	274879	268693	267117	264966	265704	265528	263683	273300	272350	272370	271746	270460	270286	271888	271682	275213
Coord. Y	4291192	4290404	4287139	4286201	4284426	4283903	4283637	4285638	4289279	4288137	4289540	4289500	4289000	4290599	4284503	4284029	4285040	4291949	4290679	4287965
%																				
SiO ₂	69,40	69,45	76,58	67,35	65,90	68,30	64,50	65,50	63,33	65,35	64,50	72,80	71,70	71,10	61,42	63,75	60,56	74,60	73,68	66,64
Al ₂ O ₃	15,29	15,65	15,27	15,96	15,72	15,70	16,05	15,14	15,58	14,84	15,96	14,68	15,07	15,06	15,82	14,87	16,17	14,57	14,38	15,56
FeO(T)	2,20	2,47	2,64	3,11	3,50	2,87	4,18	4,08	4,25	3,84	4,14	1,45	1,44	1,62	4,80	4,03	4,97	1,07	1,01	2,78
MgO	0,99	1,60	1,74	1,98	2,39	1,78	3,23	2,93	3,57	2,82	3,26	0,49	0,54	0,65	4,82	3,84	2,82	0,11	0,11	1,12
CaO	2,95	2,14	3,23	3,21	3,65	2,85	4,04	3,63	4,51	3,91	3,91	1,08	1,30	1,77	4,95	3,87	2,79	0,48	0,56	2,69
Na ₂ O	3,27	3,04	3,21	3,22	3,07	3,05	2,92	2,73	2,82	2,88	2,71	2,89	2,96	2,98	2,53	2,92	3,53	3,56	3,80	3,53
K ₂ O	3,25	3,45	3,17	2,79	2,93	2,99	2,95	2,87	3,10	2,76	3,12	4,09	4,14	3,78	2,90	2,99	2,81	3,45	3,14	3,65
MnO	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,02	0,02	0,02	0,07	0,06	0,06	0,02	0,01	0,04
TiO ₂	0,38	0,30	0,46	0,50	0,56	0,42	0,64	0,62	0,65	0,59	0,65	0,19	0,21	0,28	0,73	0,61	0,82	0,02	0,02	0,48
P ₂ O ₅	0,20	0,21	0,21	0,22	0,18	0,23	0,19	0,19	0,20	0,19	0,22	0,26	0,24	0,22	0,33	0,19	0,37	0,46	0,53	0,17
H ₂ O	0,01	0,41	0,32	0,18	0,01	0,26	0,24	0,26	0,01	0,88	0,01	0,91	0,67	0,01	0,01	0,77	3,09	0,01	0,01	1,51
TOTAL	97,97	98,76	97,87	98,56	97,96	98,49	99,00	98,01	98,09	98,12	98,54	98,86	98,29	97,49	98,38	97,90	97,99	98,35	97,25	98,17
ppm																				
Li	71	52	74	118	105	61	70	70	76	74	69	32	47	79	47	56	51	89	140	38
Be	4	5	4	6	4	4	4	4	4	4	4	3	3	3	4	3	3	13	13	3
Rb	160	190	150	160	170	200	150	170	150	160	150	300	260	228	160	140	90	490	520	150
Sr	390	372	412	375	330	293	380	330	365	320	341	183	198	240	444	335	658	28	66	335
Y	14	18	14	18	17	17	21	21	21	22	22	9	12	11	21	18	10	2,5	2,5	12
Zr	205	150	187	170	170	152	183	237	177	210	275	127	125	100	240	162	228	20	30	205
Ba	810	587	799	530	544	666	745	647	691	618	691	525	606	629	980	715	1100	50	50	942
As	5	16	5	5	5	30	22	22	26	25	26	5	5	5	18	5	5	5	10	5
Nb	22	16	22	22	23	22	26	25	26	26	26	16	15	17	29	26	25	16	15	21
Ta	6	5	5	8	5	5	7	2,5	2,5	2,5	7	9	9	8	6	5	15	8	7	2,5
Ce	70	68	55	63	68	70	83	90	83	74	74	38	60	64	64	90	90	10	10	70
La	40	25	30	28	50	45	32	48	38	40	30	15	30	32	40	48	42	5	5	34

¹ Granodiorita biotítico-hornbléndica; ² Granodiorita ortopiroxénica; ³ Granito de dos micas; ⁴ Andesitas y tobas dacíticas;

⁵ Pórfido granítico.

de series calcoalcalinas con cierto enriquecimiento en ferromagnesianos, lo que supondría según la clasificación de Debon-Le Fort, una tendencia alumino-cafémica integrada por tipos alcalinos sobresaturados. El trend evolutivo de las rocas volcánicas se asemeja más a un tipo cafémico.

4.1.2. Rocas filonianas (1, 2 y 3)

Con posterioridad a las intrusiones graníticas tiene lugar el emplazamiento de una densa red de filones de naturaleza variada, de gran desarrollo longitudinal (plurikilométrico) y direcciones predominantes N-S y NNE-SSO, que se sitúan principalmente en el sector del Batolito de Los Pedroches.

Se han diferenciado diques de cuarzo (1), pórfidos graníticos (2) y pegmatitas (3), siendo los pórfidos graníticos los más ampliamente representados.

Los pórfidos (2) más frecuentes corresponden a tipos microcristalinos leucocráticos moscovíticos y de dos micas.

El pórfido moscovítico contiene por lo general escasos fenocristales; como minerales principales, contiene cuarzo, albita, feldespato potásico y moscovita, y como accesorios apatito, turmalina y restos de sulfuros metálicos.

Los pórfidos graníticos de dos micas tienen fenocristales de moscovita primaria y biotita rojiza, además de albita, feldespato potásico y cuarzo. Las biotitas incluyen gran cantidad de circón con halos pleocroicos.

Los pórfidos biotíticos son más escasos, tienen biotita cloritizada como fenocristales y la matriz contiene cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa.

Las pegmatitas (3) aparecen aisladamente como diques o venas y más frecuentemente como pequeñas bolsadas. Son rocas de grano grueso formadas por microclina y cuarzo en disposición gráfica. El accesorio es turmalina que se dispone a favor de las fisuras.

4.2. METAMORFISMO

Todos los materiales precámbricos y paleozoicos muestran transformaciones minerales ligadas, unas a un proceso de metamorfismo regional y otras a metamorfismo de contacto.

4.2.1. Metamorfismo regional

Las paragénesis metamórficas localizadas en los distintos materiales son las siguientes:

- En la sucesión de pizarras y cuarcitas negras del Precámbrico: cuarzo-moscovita-biotita, cuarzo-clorita-biotita verdosa
- En la sucesión de arcosas y conglomerados arcósicos: cuarzo-moscovita; cuarzo-clorita-biotita verdosa.

— En la sucesión cuarcítica: cuarzo-clorita

— En la sucesión de pizarras y limos versicolores con intercalaciones de cuarcitas ferruginosas: Cuarzo-moscovita; cuarzo-clorita-biotita verdosa.

Todas las paragénesis reconocidas tanto en materiales precámbricos como paleozoicos son características del grado bajo y/o muy bajo de metamorfismo, sin que se pueda discernir la existencia o no de un metamorfismo cadomiense, bien diferenciado, del metamorfismo hercínico.

4.2.2. Metamorfismo de contacto

En la presente Hoja se localizan varias aureolas de metamorfismo de contacto que corresponden a intrusiones de distinta edad.

4.2.2.1. *Intrusiones prehercínicas*

El encajante de los granitoides que afloran en el anticlinal del Valle, como ya se ha indicado, corresponde a la pequeña cuña de materiales precámbricos que aflora al oeste del Valle de la Serena, donde CASTRO, A. (1990), cita la presencia de blastos de cordierita que relaciona con la intrusión de dichos cuerpos. En el muestreo realizado durante el presente trabajo no se han observado síntomas de dicho proceso ni de ningún otro similar, e interpretamos que el afloramiento es una cuña de materiales en contacto mecánico con dichos granitos.

En definitiva, no hemos reconocido ninguna evidencia sobre procesos de metamorfismo de contacto asociados a estos granitos.

Hay que resaltar que en el extremo sudoeste de la Hoja se reconoce el borde de una aureola de metamorfismo de contacto, la cual se relaciona con la intrusión de pequeñas apófisis graníticas que no llegan a aflorar en la presente Hoja. Esta aureola es la prolongación oriental que da lugar a las mineralizaciones de mina de San Nicolás del Puerto (Hoja de Oliva de Mérida), y se acompaña de una fuerte actividad neumatolítica hidrotermal.

Dentro de la Hoja, la aureola se desarrolla sobre materiales arcósicos y cuarcíticos y provoca en ellos modificaciones de tipo texturales (texturas granoblásticas), así como una alteración de la roca de tipo hidrotermal.

4.2.2.2. *Intrusiones hercínicas*

La blastesis de cordierita, andalucita, feldespato potásico, biotita, moscovita, plagioclasa y clinopiroxeno, entre las fases minerales más importantes, pone de manifiesto la existencia de una aureola de metamorfismo de contacto en el encajante de las manifestaciones graníticas s.l.

Para tipos litológicos similares, se puede apreciar una zonación, más o menos regular, en el grado metamórfico, que crece con la proximidad a la masa ígnea.

En puntos muy localizados de las inmediaciones septentrionales de la granodiorita aparecen corneanas y microcorneanas calcosilicatadas o eskarnoides, que ofrecen un aspecto de roca silícea dura, de grano fino, con bandeado verde-claro característico. Al microscopio presentan textura granoblástica bandeadada y sus componentes principales son calcita, granate y diópsido. Como accesorios tiene vesubiana, feldespato alcalino, mica blanca y opacos. Los cristales de calcita suelen ser poiquilíticos con puntos triples con ángulos de 120°.

En rocas metapelíticas, en algunos de los bordes adyacentes al contacto granítico la recristalización mediante procesos térmicos de la paragénesis preexistente es prácticamente total. En estos casos se constituye una corneana con textura granoblástica y poiquiloblástica dominante, andalucita intercrecida con cuarzo, biotita, cordierita y feldespato potásico, en ausencia de moscovita primaria.

En la mayor parte de la aureola metamórfica, sin embargo, las rocas no llegan a perder el carácter textural primario esquistoso y sobre todo el bandeado composicional.

Las paragénesis de metamorfismo de contacto halladas son las siguientes:

—Facies albíta-epidota: 1. Cuarzo-biotita-moscovita \pm clorita \pm albíta

—Facies hornbléndica: 2. Cuarzo-biotita-moscovita-cordierita \pm clorita. 3. Cuarzo-biotita-moscovita-andalucita. 4. Cuarzo-biotita-moscovita-cordierita \pm andalucita \pm feldespato potásico

—Facies piroxénica: 5. Cuarzo-biotita-andalucita-cordierita-feldespato potásico

Tanto la cordierita como la andalucita se presentan en porfidoblastos de varios milímetros, que crecen englobando a la esquistosidad. La cordierita comúnmente se halla alterada a pinnitas o a clorita en los núcleos y a sericita en los bordes. Cuando aparece intercalada muestra contornos hexagonales, macla sectorial y zonado.

Los profidoblastos andalucíticos, en las paragénesis de menor temperatura (grado bajo), son de la variedad quíastolita e idioblásticos; en las de temperatura más elevadas son xenoblásticos, incluyen cuarzo y muestran con frecuencia pleocroísmo salmón. Esta fase se altera menos intensamente que la cordierita y normalmente lo hace a masas de moscovita.

El cuarzo, feldespato potásico y la biotita son finogranoblásticos, de tendencia poligonal, los dos primeros y en cortos blastos laminares miméticos con la esquistosidad la biotita.

Una buena parte de las corneanas del borde más inmediato al contacto granítico resultan afectadas por infiltraciones neumatolítico-hidrotermales póstumas que desestabilizan en gran medida la paragénesis aureólica con neoformación de moscovita y en menor proporción cuarzo y feldespato potásico.

Las paragénesis presentes expuestas marcan una zonación metamórfica de contacto que va desde las corneanas de albíta-epidota, la primera de ellas, a las corneanas piroxénicas la quinta. La segunda, tercera y cuarta de las asociaciones paragenéticas son las más extendidas y pertenecen a la facies de las corneanas hornbléndicas. Dentro de estas facies pueden diferenciarse también zonas que irían de menor a mayor temperatura, desde la segunda hasta la cuarta.

Las corneanas piroxénicas se encuentran en retazos dentro de la masa granítica y puntualmente en los 500 primeros metros. Las restantes se pueden agrupar dentro de la facies de

corneanas hornbléndicas o de albita-epidota, definiendo un grado de metamorfismo medio y bajo, respectivamente, que se extiende hasta aproximadamente los 2,5 km.

En cartografía se han diferenciado dos isogradas de metamorfismo de contacto: la más externa, de aparición de biotita, que cae dentro de las corneanas de albita-epidota, y otra más interna, de aparición de cordierita + andalucita, que marca, grosso modo, el inicio de las corneanas anfibólicas.

Asimismo, se han observado puntualmente efectos de metamorfismo de contacto en el complejo volcánico andesítico-dacítico y la facies de granodiorita ortopiroxénica, al ser intruido por las rocas plutónicas del Macizo de Pedroches, produciendo sobre ambas un proceso de recristalización en la matriz y que en las rocas volcánicas se manifiesta también por la mayor abundancia de biotita en las proximidades del contacto con las rocas graníticas.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

La región correspondiente a la Hoja de Castuera se sitúa dentro de la cuenca hidrográfica del Guadiana y en las estribaciones más septentrionales de Sierra Morena.

Presenta un clima mediterráneo templado, con veranos secos y calurosos e inviernos suaves y húmedos. Su temperatura media anual es de 17 °C, con veranos calurosos e inviernos templados, durante los cuales se produce la mayor parte de los 500 mm de la precipitación media anual.

El relieve presenta un fuerte condicionante litológico y estructural, con un sector central en posición deprimida (500 a 400 m), donde aflora parte del Batolito de Los Pedroches, un tercio occidental ocupado por diversas alineaciones cuarcíticas, con una altura máxima de 667 m en la sierra del Recorvo, las cuales son interrumpidas por el batolito granítico, volviendo a reaparecer en el ángulo SE de la Hoja, donde la sierra de Castuera alcanza la cota máxima de la Hoja (713 m).

La red hidrográfica presenta tres cauces principales que desagúan hacia el N y NO: río Guadalmez, arroyo Ortiga y arroyo de Guadalefra, los cuales discurren casi siempre por materiales graníticos, recibiendo los dos primeros diversos tributarios que drenan los relieves cuarcíticos y presentan direcciones paralelas y ortogonales en relación con dichos relieves. En las áreas graníticas, cubiertas en su mayor parte por un potente lehm, la red de drenaje no presenta apenas ningún control estructural y muestra un desarrollo dendrítico o arborescente.

5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

5.2.1. Estudio morfoestructural

La Hoja se sitúa enteramente sobre un sustrato constituido por granitos y metasedimentos que en ocasiones se encuentran recubiertos por una delgada cobertera de materiales terciarios (ángulos noroccidental y sudoriental).

5.2.1.1. Las sierras paleozoicas

Las alineaciones montañosas del tercio occidental y del ángulo sudoriental de la Hoja son el resultado de la erosión diferencial producida sobre las series paleozoicas, en las que los pliegues hercínicos producen la repetición de los mismos tramos cuarcíticos, que son más resistentes a la erosión.

En el tercio occidental puede reconocerse la presencia de un relieve apalachiano característico, en el cual dos amplios valles situados entre las sierras de Los Huertos y del Arrozao y entre esta última y la sierra del Recorvo conservan aún parte de su morfología original, si bien en la actualidad están experimentando una incisión lineal de cierta importancia, que altera dicha morfología.

Fuera de la Hoja de Castuera y hacia el SE (sector comprendido entre Castuera y Monterrubio) puede reconocerse un amplio valle apalachiano en el que se conservan las "bajadas" desde las sierras cuarcíticas hacia la zona de "playa", situada en su centro. Ya en las proximidades de Castuera, la incisión posterior ha desmantelado la morfología original.

No obstante, tanto en el ángulo noroccidental como sudoriental, todavía pueden observarse los pedimentos erosivos y glaciares de piedemonte enlazando con la base de las sierras del Recorvo y Castuera, respectivamente.

En las sierras cuarcíticas, la posición subvertical de las capas condiciona su morfología en crestas y "hog backs", si bien predominan ampliamente las primeras, en tanto que las segundas y las formas *chevron* que pueden presentar asociadas son más bien escasas.

Los fuertes buzamientos mencionados también condicionan la escasa extensión de las superficies estructurales existentes en algunas capas cuarcíticas.

Las fracturas son el segundo factor por orden de importancia en la configuración del relieve de estas sierras. Algunas de ellas, con dirección oblicua a las capas, condicionan el desarrollo longitudinal de las sierras y los desplazamientos producidos entre algunas de ellas. Tal es el caso de las fracturas existentes en el arroyo de Fuentequemada o en el arroyo de los Pilonés, así como al NO del Valle de la Serena. Hay que señalar también la existencia de un cabalgamiento con dirección prácticamente paralela a las capas que ha presentado un juego alpino, tal como se deduce del desnivel de unos 50 m producido sobre el fondo, originalmente plano, del valle apalachiano situado al norte del Valle de la Serena.

Dicho desnivel ha desencadenado un proceso de erosión remontante a lo largo de diversos arroyos que drenan de N a S, es decir, desde el bloque levantado hacia el bloque hundido. En el caso del arroyo de Fuentequemada, dicha erosión ha atravesado la cuarcita del Arrozao, alcanzando el valle apalachiano situado al norte del anterior y por tanto en posición más elevada.

Estas circunstancias volverán a ser tratadas en apartado sucesivos.

5.2.1.2. Los relieves graníticos

La posición más deprimida en la que aparecen estos materiales es la consecuencia de la denudación parcial del potente lehm que los recubre. Su contacto con los materiales paleozoicos

da lugar a un brusco escalón topográfico, especialmente en su borde occidental, el cual aparece con dirección submeridiana y bastante oblicua a la de las sierras cuarcíticas. En el interior del macizo de Pedroches existen numerosas crestas debidas a diques con litologías variables (cuarzo, pórfido, aplitas, etc.) y direcciones N-S a NNE-SSO. En muchos casos la longitud de los mismos supera la decena de kilómetros, llegando a configurar un relieve alomado que atraviesa casi toda la Hoja en el sector comprendido entre Quintana de la Serena y Castuera.

La denudación experimentada por el macizo de Pedroches no ha llegado a consumarse, predominando ampliamente todavía el lehm granítico sobre los roquedos y berrocales. Por ello, se ha realizado una cartografía mediante fotointerpretación de los sectores en los que predominan los afloramientos graníticos sobre el lehm. Esta alternativa conlleva la no representación, en algunos casos, de áreas interpretables como superficie de erosión degradada. De hecho, la superficie en cuestión aparece representada fuera de las áreas graníticas, donde por otro lado, y tal como vamos a ver en el siguiente apartado, aparece mejor conservada.

5.3. ESTUDIO MODELADO

El conjunto de formas erosivas y sedimentarias existentes en la Hoja se pueden agrupar en formas estructurales (ya descritas en el apartado anterior), poligénicas, fluviales, de ladera y antrópicas.

5.3.1. Formas poligénicas

Se incluyen en este apartado aquellas formas generadas por más de un proceso morfogenético, como son las superficies de erosión conservadas en algunos sectores de la Hoja, diversos tipos de glaciares y los depósitos de tipo aluvial-coluvial.

Superficies de erosión

En primer lugar hay que mencionar la superficie correspondiente al nivel de cumbres labrado sobre las alineaciones cuarcíticas del Ordovícico. Dicho nivel no ha sido representado como tal en el mapa geomorfológico, dado que su identificación tampoco puede realizarse con la debida precisión. De hecho, debe de estar degradado en mayor o menor medida y su existencia sólo puede deducirse a partir de la observación del promedio de las cotas alcanzadas por las crestas cuarcíticas más elevadas. Al NE del valle del arroyo Tamujoso este nivel se sitúa en torno a los 600 o 650 m de altitud. Al S y SO de este valle el mismo nivel aparece con cotas que oscilan entre 500 y 580 m. Si tenemos en cuenta que el citado valle coincide con un cabalgamiento hacia el SE, cuya actividad alpina será analizada más adelante, es lógico pensar que el nivel de cumbres aparece tectónicamente hundido en el sector sudoccidental en relación con dicho accidente.

Bajo el nivel de cumbres sólo existe otra superficie de erosión generalizada, afectando tanto a los metasedimentos como a las rocas graníticas. Se trata de la misma superficie existente en

amplios sectores del Macizo Hespérico y descrita por distintos autores en la región extremeña. Hay que señalar, no obstante, que a través de la bibliografía se detectan importantes disparidades en relación con su identificación y edades asignadas. Para HERNÁNDEZ PACHECO (1947), se trataría de una superficie finipaleógena, situada a cotas de 600 a 650 m al norte de la cuenca del Guadiana, en tanto que DÍAZ DEL OLMO y GUTIÉRREZ (1983) y GÓMEZ AMELIA (1985) proponen una edad neógena para la misma.

En el borde meridional de la cuenca, RODRÍGUEZ VIDAL *et al.* (1988) distinguen por debajo del nivel de cumbres otras dos superficies de edad paleógena, la sitúan entre 180 y 450 m, apareciendo desnivelada tectónicamente. La segunda sería, para estos autores, pliocuaternaria y correspondería a pedimentos erosivos enlazando con la raña, pero siempre como un retrabajamiento de la superficie anterior.

Dentro de la Hoja de Castuera y en su ángulo noroccidental, situado al norte del cabalgamiento del valle del Arroyo Tamujoso, la superficie en cuestión aparece en torno a cotas de 520 a 480 m y aparece como restos de pedimentos erosivos que descienden desde los relieves cuarcíticos hacia el centro de lo que debieron de ser los antiguos fondos planos de los valles apalachianos ya mencionados.

Tanto en el valle del arroyo Tamujoso como al norte de la sierra de Recorvo estos pedimentos erosivos enlazan con glacis de cobertera culminantes, que aunque tienen por ello morfología de rañas, no pueden identificarse con lo que se viene considerando como raña pliocuaternaria. De hecho, tanto el zócalo como los conglomerados que constituyen estos glacis tienen un característico color rojo intenso, con alteraciones y lixivitaciones caolínicas posteriores a su depósito. En nuestra opinión se trataría de depósitos más antiguos (Mioceno inferior) análogos a los descritos al norte del Sistema Central (Zamora y Peña de Francia) por MARTÍN-SERRANO (1986) y MEDIAVILLA y MARTÍN-SERRANO (1989), e identificados de la misma manera, en las provincias de Cáceres y Badajoz por el equipo del IGME dedicado al estudio de la neotectónica del hercínico español.

En el sector central y septentrional de la Hoja, esta misma superficie se extiende sobre granitos y metasedimentos, prolongándose hacia la Hoja de Villanueva de la Serena, donde presenta ocasionalmente y en sus puntos más elevados una delgada cobertera arcillosa con canturreal cuarcítico.

En torno a Castuera aparece enlazando con relieves cuarcíticos, pero con cierto retrabajamiento que ha llevado al desmantelamiento de su cobertera y alteraciones rojas. En los lugares donde dichas alteraciones no han sido erosionadas aparecen con espesores siempre inferiores a la decena de metros.

Glacis

Tal como se ha señalado en el apartado anterior, existen unos glacis culminantes o techos de piedemonte que enlazan con una superficie de erosión de edad finipaleógena y con ligeros retoques durante el Mioceno. Estos glacis tienen el aspecto de depósitos rojos característicos con alteraciones ocreas locales y posteriores a su depósito. (Los términos rojo y ocre son utilizados de acuerdo con la terminología de MARTÍN-SERRANO, 1986).

Estos glaciares aparecen bastante degradados y hacia el NO de la sierra de Recorvo (Hoja de Don Benito) aparecen desconectados de los relieves cuarcíticos por la erosión posterior.

A unos 30 o 40 m por debajo de los anteriores se han diferenciado otros dos niveles de glaciares con pendientes importantes: G_1 (f) y G_2 (e). Los glaciares G_2 son los más altos y presentan un canturreo cuarcítico con coloraciones ocreas de sus cantos y matriz por tanto sí podrían correlacionarse con la Raña (s.s.) atribuida unánimemente por todos los autores al Pliocuatrenario.

Los glaciares inferiores G_1 descienden paulatinamente hacia el río Ortiga, hasta enlazar con el único nivel de terrazas existente en torno a este río, que corresponde al cauce principal de la Hoja. En la actualidad su extensión es muy reducida, ya que ha sido desmantelado, quedando en su lugar extensos glaciares de degradación sobre el lehm granítico que aparece salpicado de pequeños afloramientos graníticos. Con carácter muy local y ya en clara relación con los "talwegs" actuales, se han diferenciado diversos glaciares actuales o subactuales sobre depósitos de tipo aluvial-coluvial, que presentan suaves y regularizadas pendientes.

Otras formas poligénicas

También se han cartografiado numerosas manchas correspondientes a depósitos de origen aluvial-coluvial, especialmente sobre los materiales graníticos, donde de hecho existen numerosas vaguadas en las que no pueden delimitarse los depósitos de fondo de valle de los estrictamente coluviales. Estos depósitos corresponden por tanto a las zonas más deprimidas dentro de un relieve tipo *all slopes*, característico de las zonas graníticas.

Para finalizar con las formas poligénicas, hay que mencionar los glaciares-terrazas (depósitos fluviales colgados y con cierta pendiente) representados de forma muy local junto a los cauces del río Ortiga y del arroyo de Guadalefra.

5.3.2. Formas fluviales

Tal como aparecen ordenadas en la leyenda del mapa geomorfológico, pueden agruparse en formas sedimentarias o de acumulación y formas erosivas.

Dentro de las formas sedimentarias, los fondos de valle son de origen reciente o actual. Se han considerado exclusivamente como tales los fondos planos existentes en los cauces más importantes y cuya morfología plana se debe al depósito y transporte fluvial. En el caso del río Ortiga también se ha definido como fondo de valle el cauce o lecho menor, que aparece encajado en la llanura de inundación, que, aunque poco desarrollada, ocupa un pequeño sector en el centro de la Hoja. Aguas arriba del río principal y de los cauces tributarios, dicho lecho menor se prolonga hacia el interior de áreas con mayor relieve y donde constituye un auténtico fondo de valle. Como se ha señalado, las llanuras de inundación tienen un escaso desarrollo y aparecen relacionadas exclusivamente con el río Ortiga y dos afluentes por la izquierda existentes en centro de la Hoja.

En la misma zona y en relación con dicha llanura se han delimitado diversas áreas de reducida extensión con tendencia al encharcamiento y drenaje deficiente.

Las terrazas fluviales presentan un único nivel, situado a unos 10 m sobre el cauce actual del río Ortiga y a 6 m sobre el del arroyo Guadalefra.

Los conos de deyección presentan un desarrollo muy escaso y sólo han sido identificados como tales en tres puntos situados en el sector NO de la Hoja.

En relación con las formas erosivas de origen fluvial, las terrazas erosivas constituyen aplanamientos rocosos de reducida extensión, localizados a ambos lados del arroyo Guadalefra y a cotas equivalentes a las de las terrazas y glacis-terrazas del mismo valle.

En la zona de contacto entre las sierras cuarcíticas y el granito del sector central de la Hoja se han identificado diversos canales divergentes del tipo "*creavasses splay*", resultante de escorrentía procedente de los valles que penetran en los relieves cuarcíticos.

En los cauces principales se han detectado procesos de erosión lateral en el fondo del valle.

Se han representado todas las incisiones más importantes en aquellos fondos de valle no cubiertos por sedimentos y en los que dicha incisión lineal parece más activa. En contadas ocasiones y debido a barreras litológicas, los "*talwegs*" presentan rupturas bruscas de pendiente en forma de rápidos o corrientes con pendiente acusada. Los escarpes producidos por los límites de los glacis o las terrazas son muy poco abundantes debido a la degradación total o parcial de los mismos. La representación conjunta de los "*talwegs*" y de las divisorias de aguas permite visualizar el grado de incisión de la red hidrográfica actual y en definitiva la existencia de un relieve accidentado, tal como ocurre en el ángulo nororiental de la zona de estudio.

5.3.3. Formas de ladera

Se han diferenciado como tales las laderas regularizadas de los relieves cuarcíticos que en muchos casos aparecen cubiertas por coluviones y canchales con desarrollo variable.

En muchos casos estas laderas presentan una regularización reciente, al enlazar con glacis actuales o subactuales. Por el contrario, en otras dichas laderas y sus coluviones vienen a enlazar con los piedemonte erosivos y glacis culminantes.

5.3.4. Formas antrópicas

Merecen destacarse los movimientos de terrazas realizados por ENUSA en el límite norte de la Hoja, con los cuales han desaparecido los extremos más septentrionales de algunos de los glacis culminantes existentes en este sector.

5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES

En este apartado se completará la descripción de las alteritas y sedimentos ya mencionados y analizados más arriba, bajo un punto de vista geomorfológico. Conviene señalar primeramente que, con excepción del lehm granítico más o menos removilizado, el resto de las formacio-

nes superficiales de la Hoja no alcanzan un desarrollo muy importante, tanto por su potencia como por su extensión.

5.4.1. Alteritas

El lehm granítico constituye un importante manto de alteración cuya génesis puede remontarse hasta el Paleógeno. El desmantelamiento experimentado por el mismo, posiblemente ya durante el Mioceno superior y Plioceno, ha alcanzado una profundidad de 100 m, cifra que corresponde al desnivel existente entre las hombreras y retazos de la superficie de erosión paleógena y el nivel actual del cauce del río Ortiga.

Los procesos de alteración con actividad simultánea al encajamiento han debido rebajar aún más el frente de meteorización, cuya profundidad será en cualquier caso no muy importante en los sectores más bajos de la Hoja, donde, por otra parte, los afloramientos de roca fresca son más numerosos.

En relación con la superficie paleógena con retoques durante el Mioceno inferior, ya se ha mencionado la existencia de alteritas rojas de escasa potencia y desarrollo. Dichas coloraciones sólo se manifiestan cuando el zócalo está constituido por metasedimentos.

Cuando la misma superficie se sitúa sobre el lehm, dichas coloraciones no se han producido o bien han desaparecido, merced a una lixiviación posterior más eficaz sobre dicho lehm.

5.4.2. Glacis

Los conglomerados cuarcíticos correspondientes al techo de piedemonte o glacis culminantes presentan una matriz arcillosa de color rojo intenso muy característico, sobre el cual se superponen lixivaciones caolínicas y alteraciones ocre posteriores. En las inmediaciones de la Casa de la Víbora, situada junto a la carretera que une el Valle de la Serena con Quintana de la Serena, se han podido observar diversos cortes de esta formación, la cual alcanza un espesor de 8 m y presenta en su base una alteración ocre que invade todo el material, mostrando una estrecha relación de dicha alteración con niveles freáticos que debieron de producirse cerca y por encima del contacto de esta formación con el zócalo subyacente.

Los glacis G_1 y G_2 , encajados en relación al anterior, presentan espesores que no superan los 2 m, con una matriz limo-arenosa y cantos y bloques rodados de naturaleza cuarcítica. Los glacis más bajos (G_0) corresponden en realidad a vertientes con suaves pendientes regularizadas por arroyadas difusas y poco canalizadas y en los que una matriz arcillosa engloba cantos cuarcíticos procedentes del retrabajamiento de depósitos de laderas más elevadas.

5.4.3. Depósitos de origen aluvial-coluvial

Especialmente desarrollados sobre el lehm granítico, corresponden en realidad al mismo lehm removilizado por procesos de ladera y de arroyada difusa. Estos materiales conservan los cristales mayores de cuarzo y feldespato existentes en el lehm, inmersos en una matriz limo-arcillosa.

5.4.4. Depósitos fluviales

Las terrazas fluviales existentes en relación al río Ortega y el arroyo de Gadalefra, al estar situadas sobre lehm granítico, presentan una composición limo-arenosa heredada del propio lehm mediante transporte y retrabajamiento más o menos prolongado. Su espesor es en muchos casos superior a los 4 m.

Las zonas correspondientes a la llanura de inundación y áreas de encharcamiento relacionadas con el río mencionado presentan una composición fundamentalmente arcillosa y suelos tipo gley, los cuales sólo son reconocibles en las zonas no cultivadas.

5.4.5. Depósitos de ladera

Desarrollados fundamentalmente en las laderas de los relieves cuarcíticos. Su edad e historia evolutiva ha debido ser, en la mayor parte de los casos, tan antigua como la de los glaciares y superficies con las que enlazan. De hecho, algunas torrenteras que llegan a cortarlas permiten ver los niveles inferiores de los mismos, los cuales presentan una cierta compactación y cementación, así como las mismas coloraciones observadas en los glaciares culminantes atribuibles al Mioceno inferior.

En definitiva, su génesis puede haber abarcado todo el Neógeno e implicaría una parada en la evolución o retroceso de las laderas donde aparecen dichos coluviones, lo cual es, por otra parte, la lógica consecuencia de la permanencia simultánea del "nivel de base" o llanura en relación a la cual se elaboraron dichas pendientes.

No obstante, también existen numerosos coluviones, y como tales, estrechamente relacionados con las cabeceras de la red de drenaje actual y por tanto de edad cuaternaria.

5.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

La síntesis que se realiza a continuación sobre la evolución del relieve en este sector girará fundamentalmente en torno a las diversas formas poligénicas ya analizadas en el apartado correspondiente, por ser ellas el resultado de una dilatada historia evolutiva, que abarca al menos todo, o gran parte, del Terciario. Por otro lado, las interpretaciones y edades asignadas tienen como marco de referencia diversas conclusiones ya establecidas por algunos autores en otros sectores del Macizo Hespérico y que paulatinamente están adquiriendo mayor vigencia. (MARTÍN-SERRANO, *op. cit.*; MARTÍN-SERRANO y MEDIAVILLA *op. cit.*, y RODRÍGUEZ VIDAL *et al.*, *op. cit.*).

El nivel de cumbres es la unidad geomorfológica más antigua de la zona mesozoica bajo la cual existió un potente manto de alteración caolínica, todavía parcialmente conservado y descrito en otros sectores del Hespérico (MOLINA *et al.*, 1989). Posiblemente, ya durante el Cretácico superior o al menos durante el Paleoceno, este manto de alteración fue desmantelado, generándose la superficie grabada y encajada en relación a los relieves cuarcíticos, mucho más resistentes a la alteración mesozoica y al posterior desmantelamiento de la misma.

Con la formación de la superficie grabada quedaron configurados los valles apalachianos y los de niveles de superficies de erosión: el inicial o mesozoico (nivel de cumbres) y la superficie general y común a todos los metasedimentos y rocas graníticas existentes en la Hoja. Durante el Paleógeno y el Mioceno inferior, esta superficie experimentó un continuado proceso de retrabajamiento y desnivelaciones tectónicas, actuando como área fuente de los materiales terciarios, los cuales fosilizaron la misma superficie en sectores situados fuera de esta Hoja (cuenca del Guadiana) en los que fue hundida por movimientos alpinos. En las áreas fuente para la sedimentación terciaria, como fue la totalidad de la zona estudiada, dicha superficie también llegó a tapizarse de una delgada cobertera (glacis culminantes), cuyo máximo espesor (en torno a la decena de metros), sólo se alcanzó en los ápices de los abanicos situados al pie de las sierras cuarcíticas. Tales serían los sedimentos "rojos" (en el sentido de MARTÍN-SERRANO *op. cit.*) del Mioceno inferior.

Dichos sedimentos son en su mayor parte *mud flows* transportados masivamente, o en algunos casos, en forma de láminas de agua resultantes de precipitaciones ocasionales pero violentas (clima árido) y debían de presentar ya un drenaje poco desarrollado hacia la cuenca del Guadiana (norte de la Hoja).

A falta de dataciones faunísticas, es difícil saber el momento en el que se inició el encajamiento de la red actual y el desmantelamiento de la superficie de erosión. En cualquier caso, pudo iniciarse ya durante el Mioceno superior y Plioceno, generándose simultáneamente glacis con características de sedimentos ocre encajados 30 o 40 m en relación a la superficie anterior. Dicho encajamiento debía de producirse en condiciones claramente exorreicas para el conjunto de la cuenca del Guadiana.

Durante el Cuaternario ha continuado dicho encajamiento, pero con una cuantía escasa en comparación con otros sectores. De hecho, tan sólo existe un nivel de terrazas, situado entre 6 y 10 m sobre los cauces actuales y que en el centro de la Hoja llega a enlazar con los puntos más bajos de los glacis de encajamiento más recientes.

Como consecuencia de este encajamiento, también se generaron diversos glacis degradados como resultado del desmantelamiento de los glacis de cobertera que cubrieron los granitos o su lehm en torno al río Ortega, y diversos depósitos de tipo aluvial-coluval y coluviones de ladera situados por debajo de la superficie de erosión paleógena. Las laderas de las sierras cuarcíticas situadas por encima de esta superficie han debido de permanecer en algunos casos con la misma morfología anterior al encajamiento, aunque con retoques producidos por los procesos de gelifacción periglacial, tampoco muy activos, acaecidos durante los períodos glaciales del Cuaternario.

5.6. PROCESOS ACTUALES. TENDENCIAS FUTURAS

El conjunto del área investigada presenta un relieve no muy energético, con excepción de las sierras cuarcíticas, fruto de una incisión fluvial no muy acentuada. Por otro lado, las litologías dominantes (granitos y metasedimentos) confieren una gran estabilidad frente a los fenómenos de ladera.

El lehm granítico podría constituir el único factor de inestabilidad, que tampoco llega a producirse, por ocupar siempre las zonas más bajas y con suave relieve.

Las pendientes más acusadas existentes en las sierras cuarcíticas presentan gran estabilidad no sólo en lo referente a su sustrato, sino a sus coluviones, con pendientes regularizadas y estables desde tiempos anteriores al Cuaternario. En los casos en los que dichas laderas están siendo remodeladas por la incisión actual, el proceso parece producirse de forma gradual y muy paulatina, no detectándose procesos gravitacionales.

Como únicos factores de cambio cara al futuro más inmediato, hay que señalar los procesos de gradación con incisión lineal simultánea (*crevasas splay*) desarrollados al oeste del río Ortega y al pie de las sierras cuarcíticas, junto con la erosión lateral activa desarrollada por este río y el arroyo de Guadalefra en algunos tramos de su recorrido.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de los materiales que afloran en la Hoja es sin duda compleja y para su exposición se divide ésta en dos grandes apartados, uno dedicado a los materiales del sustrato y el otro a los de la cobertera.

— *Ciclo precámbrico*

Los materiales más antiguos reconocidos en esta Hoja son una sucesión de pizarras y grauwacas que se asimilan a la sucesión Tentudía; estos materiales debieron de depositarse en un medio marino abierto, relativamente poco profundo, uniforme y subsidente, donde llegaban cantidades importantes de terrígenos, así como aportes volcánicos y volcanoclásticos de distinta naturaleza no reconocidos en la Hoja, debido a lo exiguo del afloramiento.

En el Anticlinal del Valle, por debajo de los primeros depósitos paleozoicos, aflora un conjunto de rocas ígneas (granitos gneisificados, granitos cataclásticos, gabros y dioritas) que se atribuyen al Precámbrico terminal y que se le relacionan, a escala regional, con un proceso orogénico cadomiense, al que se asocian además otras manifestaciones ígneas volcánicas.

En este marco de ideas, cabe plantearse la posibilidad de que el esquisto grauwáquico represente el relleno de un surco sinorogénico cadomiense, tal y como lo sugiere la presencia de turbiditas y sedimentos groseros.

— *Ciclo hercínico*

El ciclo paleozoico se inicia con la sedimentación de niveles arcócos correspondiente a depósitos continentales, posiblemente relacionados con un sistema fluvial trezado que drenaba hacia el NO y O un amplio macizo de rocas graníticas.

Sobre las arcosas se deposita una sucesión cuarcítica con intercalaciones de pizarras correlacionable con la cuarcita armoricana. El depósito de estos materiales se produjo en un medio marino somero de aguas agitadas, con episodios posibles de sedimentación en plataforma abierta surcada por canales de arena.

Sobre la cuarcita armoricana reposa, en la Unidad de La Lapa, una sucesión de pizarras muy finas con intercalaciones de cuarcitas a las que se le asigna una edad llanvir-llandoveriense. Estos sedimentos son depósitos más profundos, relacionados con una etapa de subsidencia y/o elevación del nivel del mar, durante la cual se observan algunos períodos de sedimentación arenosa en la plataforma.

La estratigrafía del Paleozoico inferior indica que se trata, por lo general, de una sedimentación muy proximal, posiblemente adosada a los márgenes de las antiguas cadenas finiprecámbricas.

Los siguientes materiales reconocidos son de edad del Devónico, lo que supone la existencia de un amplio hiato sedimentario; la sedimentación devónica es marina y se desarrolla sobre unos materiales que deberían de estar previamente basculados hacia el Norte, lo que justificaría la existencia de un ordovícico más completo al norte de la Hoja, en la zona de la sierra de La Lapa.

La sedimentación devónica se inicia con materiales marinos someros que marcan una transgresión que progresa en el tiempo con el depósito de los esquistos sericíticos, llevándose éste a cabo en mar abierto. Hacia el techo y según datos regionales (Hoja de Oliva de Mérida), se vuelve de nuevo a las condiciones de mar somero con depósitos de arenas apiladas en megaripples que migran en la plataforma. Se trata pues de un ciclo sedimentario constituido por una transgresión y una regresión, cuyos detalles no pueden exponerse por la mala calidad de los afloramientos.

Durante el Carbonífero se produce el depósito del complejo volcánico de Malpartida, que aparece intruido posteriormente por las facies común del Macizo de Pedroches y cuyo significado geotectónico es desconocido, si bien debe de tratarse de un vulcanismo fisural, ligado a los primeros estadios de un margen activo.

Durante la orogenia hercínica se produce un acercamiento y/o apilamiento de las distintas unidades descritas, a favor de pliegues y cabalgamientos (posiblemente mantos) vergentes al Norte; una fase de plegamiento y otras de fracturación tardía compartimentan todo este sector de la corteza, complicando así la reconstrucción paleogeográfica de la misma. Asociado a este proceso orogénico, se produce el emplazamiento de los principales cuerpos plutónicos de la Hoja, más concretamente la granodiorita de Quintana y el granito de La Haba, que son granitos de tendencia calcoalcalina.

— Neógeno-Cuaternario

La ausencia de materiales desde final del Devónico hasta el Neógeno impiden deducir la historia geológica en este espacio de tiempo.

En el Mioceno la región debió de estar emergida y sufrir un intenso proceso erosivo, que dio lugar al desarrollo de perfiles de alteración.

Sobre estos paleorrelieves se instalaría una cuenca fluvio-lacustre en un clima cálido-húmedo.

Durante el Plioceno tiene lugar la interrupción del relleno de la cuenca, que evidencia actividad tectónica y cambios climáticos, originándose el desarrollo de amplios mantos aluviales que constituyen la rañas.

En el Cuaternario la red fluvial pasa a jerarquizarse, dando lugar a un sistema de afluentes tributarios del río Guadiana (río Ortiga y Guadalefra). La progresiva incisión fluvial producida de forma intermitente justifica el desarrollo de mantos aluviales, glaciés, terrazas, etc., por alternancia de episodios de estabilidad de los cauces con otros episodios erosivos.

Durante este mismo período se produce una reactivación tectónica que se materializa por pequeños basculamientos en la raña.

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

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

En la Hoja de Castuera se localiza un cierto número de indicios. Actualmente se encuentran todos inactivos, exceptuando la mina de "El Lobo" Tabla 3.

7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

Todos ellos filonianos, abarcan diversos tipos de sustancias, pudiéndose distinguir los siguientes tipos de yacimientos:

Estaño-Molibdeno-Wolframio. Dentro de este grupo se encuentran dos. El primero de ellos (Mina Mary -4) encaja en filones de dirección N120°E y se ha explotado en socavones y galerías de poca profundidad. Su paragénesis comprende cuarzo, casiterita, ilmenita, tantalita y wolframita.

El segundo, denominado Las Cabezas (7), encaja en filones de dirección N140°-180°E y su paragénesis mineral es de cuarzo, molibdenita y wolframita.

Cobre. Dentro de ellos el más importante es el conocido como "Las Tejoneras" (6). Se trata de un filón muy norteado con paragénesis compuesta por cuarzo, ankerita, calcita, calcopirita, arsenopirita, bismutina, piritita, covellina, malaquita y azurita.

Plomo-Zinc-Plata. Son los indicios más numerosos, aunque ninguno se encuentra activo. Todos ellos de morfología filoniana y con direcciones variables, siendo la más frecuente la próxima a N70°E. La paragénesis más común es la de cuarzo, galena y esfalerita.

7.1.2. Minerales energéticos

Uranio. Con morfología estratiforme, es el único indicio existente en activo y se localiza al NO de la Hoja. Se trata de la mina El Lobo (3), en la que mediante minería a cielo abierto se explota la asociación autunita-torbenita-sabugaita y pechblenda.

Tabla 3. INDICIOS Y/O YACIMIENTOS MINERALES DE LA HOJA N.º 805 CASTUERA

Código	Nombre	Coordenadas UTM	Término municipal	Sustancia	Morfología	Mineralogía	Labores
1	Desconocido	x 253.640 y 4.288.320	Valle de la Serena	Cu	Desconocida	Calcopirita-Covellina-Calcosina-Pirita-Marcasita	
2	Desconocido	x 256.420 y 4.287.850	Valle de la Serena	Pb	Filoniana NS5°E	Galena argentífera	
3	Mina de "El Lobo"	x 260.150 y 4.301.050	Quintana de la Serena	U	Estrabforme N120°E	Autunita-Torbrenita-Sabugaita-Pechiblanda	Corta a cielo abierto y pozo
4	Mina Mary	x 259.800 y 4.286.450	Valle de la Serena	Sn (W)	Filoniana N120°E. Aluvial	Cuarzo-Casiterita-Ilmenita-Tantalita-Wolframio	Calicatas, socavones y galerías de poca profundidad
5	Desconocido	x 265.900 y 4.297.850	La Guarda	Pb-Zn	Filoniana N35°E N125°E	Cuarzo-Calcita-Galena-Esfalerita-Pirita	
6	Las Tejoneras	x 272.370 y 4.287.250	Malpartida de la Serena	Cu	Filoniana NS°E	Cuarzo-Ankerita-Calcita.Calcopirita-Arsenopirita-Bismutina-Pirita-Covellina-Malaquita-Azurita	
7	Las Cabezas	x 273.070 y 4.289.900	Castuera	Mo-W	Filoniana N140°-180°E	Cuarzo-Molibdenita-Wolframita	
8	Desconocido	x 275.150 y 4.294.950	Castuera	Pb-Zn	Filoniana N100°E	Cuarzo-Galena-Esfalerita	
9	Las trescientas	x 278.500 y 4.293.950	Castuera	Pb	Filoniana N20°-70°E	Cuarzo-Ankerita-Galena	Cuatro pozos de hasta 40 m de profundidad
10	El Palo	x 279.350 y 4.293.170	Castuera	Pb	Filoniana N20°-70°E	Cuarzo-Ankerita-Galena	Pozo
11	Mina "El Búho"	x 279.560 y 4.291.750	Castuera	Pb-Zn	Filoniana E-O	Cuarzo-Calcita-Galena-Esfalerita-Pirita-Limonita	Pozo
12	Mina "Rebelde Julia"	x 280.000 y 4.292.850	Castuera	Pb-Zn	Filoniana N15°E	Cuarzo-Calcita-Galena-Esfalerita-Pirita-Limonita	Pozo
13	Mina "El Carmen"	x 280.350 y 4.294.750	Castuera	Pb	Filoniana N15°-16°E	Cuarzo-Galena-Esfalerita	Pozo

7.1.3. Rocas industriales

En esta Hoja se encuentran alrededor de 60 canteras activas o en explotación intermitente, en los alrededores de la población de Quintana de la Serena, beneficiándose la variedad ornamental de granito denominada "Gris Quintana". De dicha variedad existe una fuerte demanda, principalmente a nivel nacional, siendo utilizado fundamentalmente en monumentos funerarios, losas, adoquines, bordillos y postes.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Climatología

La comarca de la Serena, en donde se incluye la Hoja, se caracteriza por un clima mediterráneo subtropical, con un régimen de humedad tipo mediterráneo seco.

La precipitación media anual para el período 1940-1985 es próxima a los 500 mm y se reparte en unos 70-75 días de lluvia al año, que se concentran mayoritariamente en los meses de octubre a abril, presentando estiajes muy severos.

La temperatura media, estimada para el citado período, varía de unos puntos a otros entre los 16-17° C; los meses más calurosos son julio y agosto, en los que se registran temperaturas máximas superiores a los 40 °C; enero es el mes más frío del año cuya temperatura media de mínimas es inferior a -4 °C.

La duración media del período libre de heladas es superior a los 5 meses y la evapotranspiración potencial es muy elevada (800-950 mm/a), superando a la precipitación en valor medio mensual desde mediados de abril hasta mediados de octubre.

7.2.2. Hidrología superficial

La Hoja se encuadra en la cuenca del río Guadiana, en su margen izquierda.

Los principales cauces representados son los ríos Guadamez, Ortiga y Guadalefra; los dos primeros son afluentes del Guadiana y el tercero del río Zújar. Las cuencas de estos ríos están integradas por afloramientos de rocas generalmente impermeables, metamórficas e ígneas y se caracterizan por un marcado régimen irregular con acusados estiajes.

Las superficies de las subcuencas son:

<i>Subcuenca</i>	<i>Superficie (km²)</i>
Guadalefra	467,1
Ortiga	455,9
Guadamez	859,1

Los recursos hídricos de estas subcuencas se regulan en la presa de Montijo en el río Guadiana, fuera de los límites de la Hoja, presa que forma parte de la infraestructura hidráulica del denominado "Plan Badajoz"; construida en el año 1961 y recrecida posteriormente en el año 1980, tiene un volumen de embalse de 10,2 hm³ y una capacidad de regulación actual de unos 20 hm³/año. Estos recursos atienden la demanda agrícola de la zona regable de las Vegas Bajas del Guadiana.

En la cabecera del río Ortega, muy cerca del límite meridional de la Hoja, se encuentra la presa denominada "La Charca de Zalamea", con un volumen de embalse de 0,2 hm³ y una capacidad de regulación de 3 hm³/año. Éstas se destinan al riego de 301 ha de cultivos herbáceos (maíz, alfalfa, trigo, etc.), situada en "El Docenario", perteneciente a la Mancomunidad de Higuera-Valle-Zalamea de la Serena.

A excepción de La Guarda, pequeña pedanía del término de Campario que se abastece con aguas subterráneas, el resto de las poblaciones presentes en la Hoja se suministran de aguas del canal del Zújar, gestionadas a través de la Mancomunidad de Aguas del Zújar.

7.2.3. Características hidrogeológicas

En general predominan las "rocas duras": metamórficas e ígneas que carecen de porosidad primaria y cuyo potencial acuífero queda condicionado a la litología y tectónica, así como a la presencia de discontinuidades en la permeabilidad de los mismos y por tanto en la circulación del agua.

Sobre estas rocas descansan, discordantes, formaciones más recientes, integradas por depósitos detríticos no consolidados.

Todos estos materiales presentan un reducido interés hidrogeológico. Este hecho se pone de manifiesto en las precarias condiciones de abastecimiento de agua que las poblaciones de la zona han tenido que soportar durante muchos años hasta la implantación de la citada red de abastecimiento con aguas del Zújar.

La serie precámbrica, constituida por una alternancia de pizarras y grauvacas altamente metamorfozadas, son prácticamente impermeables; solamente ciertas zonas milonitizadas en relación con brechas de falla y conectadas con áreas de recarga pueden constituir áreas favorables para la captación de aguas subterráneas. Esto sucede en los alrededores de Castuera, donde existen varias captaciones con rendimientos anormalmente elevados para este tipo de formaciones.

La serie paleozoica, en general, carece de interés hidrogeológico; únicamente son de resaltar los niveles de cuarcitas, especialmente los de Arenig, que presentan una fracturación considerable. Así, los niveles de cuarcitas y areniscas asociadas forman acuíferos por porosidad secundaria, cuyos límites y sustrato, generalmente de carácter tectónico, lo constituyen la roca sana y/o el resto de materiales impermeables.

La recarga se produce por infiltración directa del agua de lluvia y su drenaje tiene lugar por numerosos manantiales de escaso caudal, generalmente situados en el contacto de las cuarcitas con las pizarras.

Los enclaves muy fracturados y los niveles alterados en áreas graníticas constituyen unidades acuíferas por porosidad intergranular. Su potencial acuífero está condicionado por la potencia y desarrollo superficial de las franjas de alteración, así como por sus condiciones de recarga que se produce por infiltración del agua de lluvia que alcanza los afloramientos, o bien a partir de otras formaciones conectadas hidráulicamente. Las salidas se detectan a través del drenaje de los diferentes arroyos, por extracciones mediante bombeo y por evapotranspiración en zonas donde el nivel freático es poco profundo.

Sobre el sustrato hercínico se disponen materiales más recientes, no consolidados, como la formación miocena denominada "barros", que ocupa la zona noroccidental de la Hoja. Está constituida por una masa de arcillas y margas de tonos rojizos, de potencia variable según la morfología del zócalo, que llega a alcanzar hasta 60-70 m. Se trata de un paquete impermeable, a excepción de algunos pequeños niveles de arenas intercalados.

Las formaciones tipo raña, así como los glacy y coluviales, están constituidos por cantos angulosos heterométricos de cuarcitas englobados en una matriz de arcillas arenosas de reducida permeabilidad y de potencia variable que no supera los 10 m; estos depósitos pueden contener agua en la base.

Asociados a los ríos que recorren la Hoja, arroyo Ortiga y Guadalefra principalmente, existen aluviales que presentan una composición limo-arenosa de reducida potencia que difícilmente supera los 5 m. En algunos sectores se han detectado hasta dos niveles de terraza que pueden considerarse acuíferos, aunque de escasa entidad, en clara conexión hidráulica con las aguas superficiales, que actúan como ejes de drenaje.

En la actualidad el IGME cuenta con un inventario de 33 puntos de agua dentro de los límites de la Hoja; en la Tabla 4 se resumen las características de algunos de los puntos más importantes. La mayoría de éstos corresponden a pozos excavados manualmente, que captan los recubrimientos miocenos y cuaternarios, o bien los niveles de alteración de las rocas graníticas que se concentran en las proximidades de los núcleos de población, Quintana de la Serena y Castuera principalmente. La profundidad de estos pozos oscila entre los 2 y 10 m y presentan rendimientos muy bajos, generalmente inferiores a 1 l/s, que atienden a pequeñas demandas: explotaciones ganaderas, abastecimiento a casas de campo, riego de pequeñas huertas, etc.

En los alrededores de Castuera, a la salida hacia Campanario, se han contabilizado hasta 12 sondeos que captan la formación precámbrica, con profundidades comprendidas entre 40 y 80 m. Algunos de éstos presentan rendimientos anormalmente elevados (1-5 l/s) en dicha formación y se destinan para abastecimiento de granjas y pequeñas casas de campo.

Con respecto a la hidroquímica, los puntos números 6/2 y 6/3, que captan los niveles cuarcíticos del Ordovícico, presentan un agua débilmente mineralizada de facies bicarbonatada-magnésica y su aptitud para riego es excelente, correspondiendo al tipo C2-S1 según la clasificación de D. W Thorne y H. B. Peterson. Las muestras tomadas en los pozos números 7/3 y 8/14, ambos excavados en los estratos alterados de granito, son de naturaleza bicarbonatada sódica y mineralización notable; presentan un alto riesgo de salinización del suelo tipo C3-S1. Las aguas captadas en la formación precámbrica (8/3) son de naturaleza bicarbonatada-clorurada cálcico-magnésica. En general, para todas las muestras analizadas,

se detectan elevados contenidos en nitratos, que llegan a superar los límites admisibles de potabilidad y que pudieran tener su origen en la actividad agrícola y ganadera.

Tabla 4. Resumen del inventario de puntos de agua de la hoja de Castuera (1332)

Nº de registro	Naturaleza (1)	Prof. de la obra (m)	Nivel piezométrico (m.s.m.)	Caudal (l/seg)	Litología acuífero (2)	Conductividad (uS/cm)	Sólidos disueltos (mg/l)	Usos del agua (3)	Observaciones
133220001	P	6,90			g			A.N	
133260002	P-G		0,20 (26-1-91)		CZ	303	295,94	O	Análisis químico
133260003	S	60	14,0(26-1-91)		GR-AR-CZ	264	277,7	A	Análisis químico
133270002	P	18			g			A.N	
133270003	P	11	5,20 (26-1-91)		GR-ARE-LI	1018	935,48	G	Análisis químico
133280001	S	45			PIZ			O	
133280002	S	50			PIZ			R	
133280003	S	48			PIZ	944	772,96	R	Análisis químico
133280004	S	46	60,00	1,5	GR-AR-PIZ			I	
133280005	S	60			PIZ			R	
133280006	S	60			PIZ			R	
133280009	S	56			PIZ			R	
133280011	S	40			PIZ			R	
133280012	S	50			PIZ			R	
133280014	P	7			g	856	792,86	R-G	Análisis químico

(1) P= Pozo.

(2) ARE= Arenas.

(3) A= Abastecimiento. S= Sondeo. GR= Gravas. R= Regadío. G= Galería. AR= Arcillas. I= Industrial. LI= Limos. G= Ganadería. CZ= Cuarcitas. PIZ= Pizarra. g = Granitos.

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO (PIG)

En esta Hoja (805) se han inventariado y seleccionado cinco puntos de interés geológico.

PUNTO 1. Estructuras sedimentarias en materiales del Alcuense inferior

Se trata de un corte en el nuevo trazado de la ctra. C-420, donde se observan estructuras sedimentarias del tipo *Load Cast* marcando polaridad estratigráfica y relaciones entre S_0 y S_1 , indicando estructura sinforme de fase 1 al NE.

Se ubica entre el río Guadalefra y el inicio de la pista que da acceso a la casa del Pico de Lirio.

PUNTO 2. Detalle en materiales del Alcuense

Se trata de un aspecto de detalle de facies listada a techo de bancos potentes de grauvacas.

Se localiza en la ctra. C-413, de Castuera a Puebla de Alcocer, junto al km 98, al inicio de la carretera de acceso a la estación depuradora de aguas.

PUNTO 3. Pliegues de fase 1

Se trata de pliegues de morfología similar de fase 1 afectando a bancos de naturaleza grauvácica y de escala, que varía de métrica a decimétrica.

Se localiza en la trinchera del FF.CC Madrid-Badajoz, en el km 358, 50

PUNTO 4. Estructura plegada

Se trata de un pliegue vergente al Sur, afectando a niveles cuarcíticos de edad del Arenigiense de la Unidad de la sierra de La Lapa. Probablemente ligado a un cabalgamiento de igual vergencia.

Su acceso es por la ctra. que une Quintana de la Serena con Valle de la Serena, desviándose hacia el N a la altura del paraje conocido como Las Benitas y siguiendo el camino que une dicho paraje con la casa y ermita de San José.

PUNTO 5. Facies de tempestitas

En este punto se observan aspectos de detalle en facies de tempestitas con posibilidad de observar diversas características estratigráficas y sedimentológicas.

Se accede por un camino que parte de la carretera que une Quintana de la Serena con Magacela, a la altura del cruce con el río Ortiga. Siguiendo ese camino hasta circular paralelo al arroyo del Arrozao, el punto se encuentra sobre dicho arroyo a la altura de la casa Silvestre.

9. BIBLIOGRAFÍA

- AJUA MEDINA (1963). "Rasgos estructurales de la Baja Extremadura". *B.R.S.E.H.N. (geol.)*, 1, 247-262.
- APALATEGUI, O. (1979). "Consideraciones estratigráficas y tectónicas en Sierra Morena Occidental". *Temas Geológicos y Mineros*, 1, 3ª Reunión del GOM.
- APALATEGUI, O.; BORRERO, J.; HIGUERAS, P. (1983). División en grupos de rocas en Ossa-Morena Oriental". *Temas Geológicos y Mineros*. 5ª Reunión GOM.
- APALATEGUI, O.; VILLALOBOS, M.; JORQUERA, A. (1987). "Mapa Geológico de España escala 1:50.000 (MAGNA) de Oliva de Mérida. Servicio de Publicaciones Ministerio Industria y Energía.
- ARRIOLA, A.; EGUILUZ, E.; FERNÁNDEZ CARRASCO, J., y GARROTE, A. (1984). "Individualización de diferentes Dominios y Unidades en el Anticlinorio de Olivenza-Monesterio". *Cuad. Lab. Xeológico de Laxe*, 8, 195-210.
- BARD, J. P. (1964). "Observaciones sobre la estratigrafía del Paleozoico de la región de Zafrá (Prov. de Badajoz, España". *N y C. IGME*, 76, 175-180.
- CAPOTE, R.; GUTÉRREZ ELORZA, M.; FERNÁNDEZ CASALS, M. J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M., y VEGAS, R. (1977). "The Precambrian in the central-part of the Iberian-Massif". *Estu. Geol., Madrid*, 33(4): 343-355.
- CASTRO, A. (1990). "Los granitoides deformados de la banda del Guadalmez (La Serena, Badajoz)". *Libro Jubilar L.C. Garcia de Figuerola*. Ed. Rueda, Madrid. 413-426.
- CRESPO, V.; REY, J. (1971). "Contribución al estudio del Valle de Alcudia". *Bol. Geol. Min.*, 82 (6), 512-515.
- DELGADO, J. N. (1907). "Contribuções para o estudio dos terrenos paleozoicos. I Precámbrico e Archaico. II Cámbrico". *Com. Serv. Geol. Port.*, 6, 56-122. Lisboa.
- DELGADO QUESADA, M.; LIÑÁN, E.; PASCUAL, E., y PÉREZ LORENTE, F. (1977). *Criterios para la diferenciación en dominios de Sierra Morena Central*. 4ª Reu. O. Peninsula Ibérica. Salamanca.
- DÍAZ ABEL OLMO, F. y GUTIERREZ ELORZA, M. (1983). "Observaciones sobre la geomorfología del batolito de Sat. Olalla de Cala (Huelva, Sevilla y Badajoz)". *Bol. Geol. y Min.* 94 (3), 179-186.
- DUPONT, K. (1979). *Carte géologique et métallogenèse des gisements de fer du sud de la province de Badajoz (Sierra Morena occidentales-Espagne)*. Thèse Institute National Politechnique de Lorraine. 371 págs.
- EGUIGUREN, E. (1982). *El batolito de los Pedroches en el transversal de Esparragosa de La Serena (Badajoz)*. Univ. del País Vasco. Fac. de Ciencias. Tesis de Licenciatura. Inédita.
- EGUILUZ, L.; FERNÁNDEZ CARRASCO, J.; COULLAULT, J. L., y GARROTE, A. (1983). *Hoja núm. 897 (Monesterio)*. MAGNA IGME.
- EGUILUZ, L., y RAMON LLUCH, R. (1983). "La estructura del sector central del Dominio de Arroyomo-

- linos. Anticlinorio de Olivenza-Monesterio, Ossa-Morena". *Studia geologica salmanticensia*. XVII, 171-192.
- EGUILUZ, L.; SANCHEZ CARRETERO, R. y APALATEGUI, O. (1985). *Las rocas volcánicas de Leganés (Anticlinorio Olivenza-Monesterio)*. Nota preliminar. VII Reun. GOM. Villafranca de los Barros.
- ENUSA-ADARO (1982). *Proyecto "Río Ortigas". Investigación de los granitoides de los alrededores de la Mina "El Lobo" (Badajoz)*. Informe geológico.
- FISHER, R. V. (1961). "Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks" *Geological society of Am. Bull.* V. 72. 1409-1414.
- GONZALO CORRAL, J. C. (1987). *Petrología y estructura del Basamento en el área de Mérida (Extremadura Central)*. Universidad de Salamanca. Fac. de Ciencias. Dpto. de Petrología y geoquímica.
- GONZALO y TARIN, J. (1879). "Reseña física y geológica de la prov. de Badajoz". *Com. Map. Geol. España*. Madrid.
- GOMEZ AMELIA, D. (1985). *La penillanura cacereña. Estudio geomorfológico*. Dpto. de Geografía Fac. Filosofía y Letra. Publ. Univ. de Extremadura, 397 pp.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1947). "Ensayo de la morfogénesis de la Extremadura Central". *Not. y Com. IGME*. 17. 169-183. Madrid.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1949). "Las cuencas terciarias de Extremadura Central". *Bol. R.S.E.H.N.* (extraordinario).
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1952). "Característica general del terciario continental de la llanura del Guadiana". *Not. y Com. IGME*, 25, 25-71. Madrid.
- HERRÁNZ, P. (1984). *El Precámbrico y su cobertura paleozoica en la región centro-oriental de la provincia de Badajoz*. Tesis Doctoral Universidad Complutense de Madrid.
- HERRÁNZ, P. (1985). *El Precámbrico y su cobertura paleozoica en la región centro-oriental de la provincia de Badajoz*. Com. Present. a la VII Reun. del GOM. Villafranca de los Barros. Badajoz.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1974). "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares". *Cont. Map. Tect. Europa*. IGME.
- LE PLAY (1834). *Observaciones sur l'Extremadure et el nord de l'Andalousie, et essai d'une corte géologique de cette contrée* 1 et 2 Partie elf. Ann. Mines, 3 serie. T. VI. Paris.
- LIÑAN, E. (1978). *Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba*. Univ. de Granada.
- LIÑAN, E. y PEREJON, A. (1981). "El Cámbrico inferior de la Unidad de Alconera". Badajoz (SW de España). *B.E.S.E.H.N.* (geol.), 79. 125-148.
- LOTZE, F. (1945). "Zur gliederung der varisziden der Iberischen Meseta". *Geol. For.*, 46, 78-92. Berlín.
- LOTZE, F. (1961). "Sobre la estratigrafía del Cámbrico español". *Not. y Com. IGME*, 61, pp. 131-164.

- LUJAN, F. (1850). "Estudios y observaciones geológicas relativas a terrenos que comprenden parte de la provincia de Badajoz y de las de Sevilla, Toledo y Ciudad Real", *Mem. R. Acad. Cienc. E.T. 1.ª Se. Parte 2.ª Cienc. Nat. Madrid*.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1986). *El relieve de la región occidental zamorana. un modelo de evolución geomorfológica del borde hespérico*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid. Publ. Instituto de Estudios Zamoranos.
- MEDIAVILLA, R., y MARTÍN-SERRANO, A. (1989). "Sedimentación y tectónica en el sector oriental de la fosa de Ciudad Rodrigo durante el Terciario". XII Congr. Esp. de Sedimentología. Comunicaciones.
- MOLINA, E.; VICENTE, A.; CANTARO, M. y MARTÍN-SERRANO, A. (1989). "Importancia e implicaciones de las paleoalteraciones y de los sedimentos siderolíticos del paso Mesozoico-Terciario en el borde suroeste de la cuenca del Duero y Macizo Hercínico Ibérico". *Studia Geologica Salmanticensis*, Vol. esp. 5 pp. 177-186.
- MUELAS, A. y HERNANDEZ ENRILE, J. L. (1976). *Hoja núm. 827 (Alconchel)*. MAGNA. IGME.
- MUELAS, A.; SOUBRIER, J., y HERNÁNDEZ ENRILE, J. L. (1977). *Hoja núm. 828 (Barcarrota)*. MAGNA. IGME.
- NICOLLI, H.B. (1966). *Estudio de la geoquímica del Uranio en rocas graníticas españolas*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca, 293 pp.
- ORTEGA, E.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1986). "La discordancia intraalcaludiense en el dominio meridional de la Zona Centro-Ibérica". *Brev. Geol. Astúrica*, 27: 27-32.
- PÉREZ LORENTE, F. (1979). *Geología de la zona Ossa-Morena al Norte de Córdoba (Pozoblanco-Bélmez-Villaviciosa de Córdoba)*. Tesis Doctoral. Univ. Granada, 345 pp.
- PROST-DAME, V. (1980). *Géologie et géologie de la Région de Castuera (Badajoz, Espagne)*. These Univ. Paris-Sud Centr d'Orsay.
- PROYECTO "RIO ORTIGAS" (1982). *Investigación de U en los granitoides de los alrededores de la Mina "El Lobo" (Badajoz)*. ENADIMSA. inéd.
- RAMSAY, J. G. (1977). *Plegamiento y fracturación de rocas*. Blume. 510 págs.
- RODRÍGUEZ VIDAL, J.; VILLOBOS, M.; JORQUERA, A., y DÍAZ DEL OLMO, F. (1988). "Geomorfología del sector meridional de la Cuenca del Guadiana". *Rev.Soc.Geol. de España* 1 (1-2), 157-164.
- RODRÍGUEZ VIDAL, J., y DÍAZ DEL OLMO, F. (1989). "Sierra Morena". *Mem. Mapa del Cuaternario de España*. ITGE. 201-208.
- SAN JOSÉ, M. A. (1983). "El Complejo sedimentario péltico-grauváquico", en *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España*. J.A. Comba; IGME, T. I, 91-100, 2 fig.; Madrid.
- TAMAIN, G. (1972). *Recherches Géologiques et minières en Sierra Morena Orientale (Espagne)*. These présentée en l'Université de Paris-Sud (Centre d'Orsay). Travaux du Laboratoire de Géologie Structurales et Appliquée 91-Orsay; T. I-II, 648, Paris.
- VAUCHEZ, A. (1975). "Tectoniques tangentielles superposées dans le segment hercyen sud Ibérique. Les nappes et plis couchés de la région d'Alcauchel-Fregenal de la Sierra (Badajoz)". *Bol. Geol. Min.* 86. 573-580.

- VÁZQUEZ, F. y FERNÁNDEZ POMPA, F. (1976). "Contribución al conocimiento geológico del SW de España en relación con la prospección de depósitos de magnetitas". *Mem. IGME*, 89, 120 pp.
- VEGAS, R. (1968). "Sobre la existencia del Precámbrico en la Baja Extremadura". *Est. Geol.*, 24. 85-89.
- VEGAS, R. (1974). "Repartición de las series anteordovícicas del SO de España". *Bol. Geol. y Min.*, 85-2. 157-170.
- WALKER, R. G. & MUTT, E. (1973). "Turbidite facies and facies associations: Turbidites and deep water sedimentation". *Soc. Econ. Paleont. Miner. Short Course*, 119-158. Anaheim.



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN
Y CIENCIA

ISBN 978-84-7840-737-8



9 788478 407378