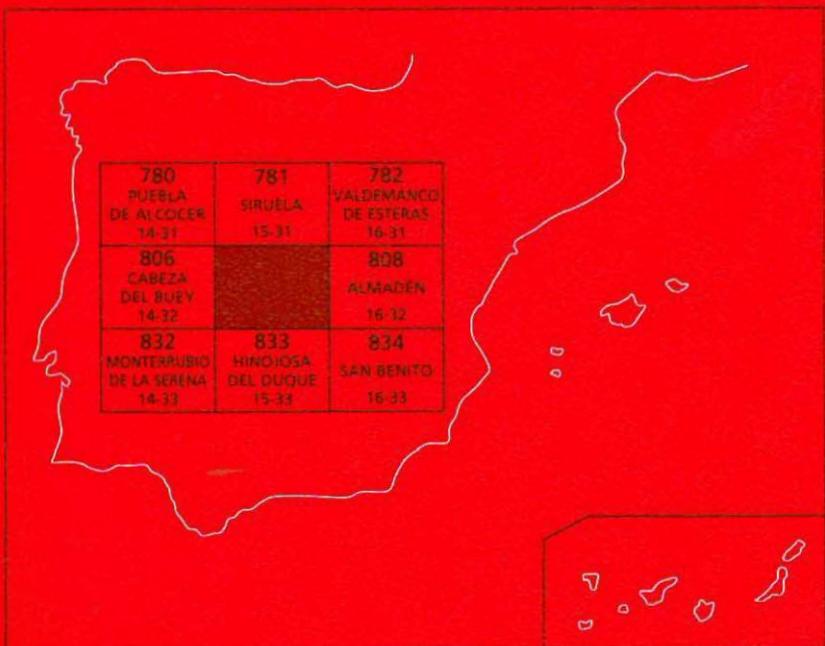




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



CHILLÓN

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

CHILLÓN

© INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M-23592-2005

ISBN: 84-7840-583-6

NIPO: 657-05-012-5

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.

Impresión: Gráficas Muriel, S. A.

La presente Hoja y Memoria, ha sido realizada por INTECSA-MAYASA con Normas, Dirección y Supervisión del INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (IGME) y en ella han intervenido los siguientes técnicos superiores:

Dirección y supervisión del IGME

V. Monteserín López

Autores

S. Lorenzo Álvarez (MAYASA). Cartografía y Memoria del Precámbrico Superior

D. Martín Herrero (INTECSA). Cartografía y Memoria del Paleozoico

M. F. Valverde Hernández (INTECSA). Cartografía y Memoria del Terciario y Cuaternario

Sedimentología

S. Lorenzo Alvarez (MAYASA)

F. Leyva Cabello (INIMA)

Geomorfología, neotectónica y sismotectónica

M. F. Valverde Hernández (INTECSA)

Petrología

P. Villar Alonso

F. Palero Fernández

Hidrogeología

J. Hernández-Urroz

Geotecnia

D. Martín Herrero (INTECSA)

Indicios Mineros y PIG

S. Lorenzo Alvarez (MAYASA)

Macropaleontología

J. C. Gutiérrez Marco (U. Complutense de Madrid)

M. Pardo Alonso (Dep. de Geología de la U. de Valencia)

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.
- Informe petrográficos, paleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum de fotografías y demás información.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS	9
1.2. LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA	10
1.3. ANTECEDENTES	10
1.4. UNIDADES GEOLÓGICAS PRINCIPALES	12
2. ESTRATIGRAFÍA	13
2.1. INTRODUCCIÓN	13
2.2. PRECÁMBRICO	13
2.2.1. Introducción	13
2.2.2. Grupo Extremeño. Serie I	17
2.2.2.1. Pizarras y grauvacas (6) (formación areniscas de estomiza). (vendíco)	17
2.2.3. Grupo Ibor. Serie II (vendíco superior)	22
2.2.3.1. Areniscas, conglomerados y calizas (7). Unidad inferior. (vendíco superior)	22
2.3. PALEOZOICO	25
2.3.1. Introducción	25
2.3.2. Ordovícico inferior	26
2.3.2.1. Conglomerados de base (8). Areniscas verdes, microconglomerados y pizarras rojas (9) y pizarras verdes laminadas (10). (Tremadoc)	26
2.3.2.2. Cuarcitas blancas (cuarc. armoricana) (11). (Arenig)	29
2.3.2.3. Areniscas, cuarcitas y pizarras (12). Capas pochico. (Arenig superior)	30
2.3.3. Ordovícico medio	32
2.3.3.1. Pizarras grises (13). Areniscas beiges (14). Grupo Navatrasierra. (Llanvir inferior Llandeilo superior)	32
2.3.3.2. Pizarras y areniscas (15). Areniscas y cuarcitas. (cuarc. de Canteras de la Cierva) (16) (Llandeilo superior)	34
2.3.4. Ordovícico superior	36

2.3.4.1.	Pizarras grises. (piz. de Canteras o intermedias) (17). (Caradoc)	36
2.3.4.2.	Cuarcitas, areniscas y pizarras (18). Alternancia superior. (Caradoc)	37
2.3.4.3.	Calizas y dolomias (19) caliza urbana. (Ashgill)	38
2.3.4.4.	Pizarras negras (20). (Ashgill-Llandovery)	38
2.3.5.	Silúrico	39
2.3.5.1.	Cuarcitas blancas (cuarc. de criadero) (21) (Llandovery)	39
2.3.5.2.	Pizarras ampelíticas negras (22). (Llandovery-Ludlowiense)	40
2.3.5.3.	Tobas ácidas (23) y tobas volcánicas básicas (24). (Llandovery-Ludlowiense)	42
2.3.5.4.	Cuarcitas ferruginosas (25). Areniscas y pizarras negras (26). Grupo Cerro Escudero y Fm. Valdenmedio.(Llandovery-Lochkoviense)	42
2.3.6.	Devónico inferior	43
2.3.6.1.	Cuarcitas (27) (formación Risquillo). (Devónico inferior-Lochkoviense Pragiense superior)	44
2.3.6.2.	Rocas piroclásticas ácidas (28) y areniscas y pizarras (29) (formación Herrera) y cuarcita ferruginosa (30). (¿Pragiense superior?-Emsiense)	45
2.3.7.	Devónico superior	46
2.3.7.1.	Devónico superior del sinclinal de Almadén (flanco N)	46
2.3.7.1.1.	Cuarcitas (Fm. Abulagar) (31) y areniscas y pizarras (Mb. inferior de la Fm. Valmayor) (32)	46
2.3.7.1.2.	Cuarcitas y areniscas (MB. Puerto del Ciervo) (33) y Areniscas y pizarras (mb. Superior de la fm. Valmayor) (34)	47
2.3.7.2.	Devónico superior del sinclinal de Almadén (flanco S)	48
2.3.7.2.1.	Calizas (35), piroclastos (36) y areniscas, cuarcitas y pizarras (37) (¿Givetiente superior? Frasniente superior)	48
2.3.7.2.2.	Cuarcitas grises (Mb. Puerto del Ciervo de la Fm. Valmayor) (38) y pizarras, areniscas y calizas (Mb. superior de la Fm. Valmayor) (39) (Frasniente)	48
2.3.7.2.3.	Tobas y brechas volcánicas (40) y pizarras y areniscas (41) (Frasniente superior)	49
2.3.7.3.	Devónico superior del sinclinal de Guadalmez	49
2.3.7.3.1.	Cuarcita (42) (¿Givetiente superior?-Frasniente inferior)	50
2.3.7.3.2.	Areniscas y pizarras (43) y cuarcitas ferruginosas (44). (Frasniente)	50
2.3.7.3.3.	Cuarcitas y areniscas (45) y pizarras grises con nódulos (46) (Frasniente-Fameniense)	51
2.3.8.	Carbonífero	52
2.3.8.1.	Pizarras y calizas (Fm. Casa de Lavega) (47). Guadalmez. (Fameniense-Tournaisiense)	52

2.3.8.2.	Pizarras y areniscas (48). Guadalmez. (Tournaisiense-Viseense)	52
2.3.8.3.	Pizarras y grauvacas (49). Conglomerado polimítico de matriz grauváquica (50) y calizas detriticas bioclásticas (51). «Culm» de Los Pedroches (Viseense superior-Namuriense A) ..	53
2.3.8.4.	Conglomerados de cantes cuarcíticos y matriz ferruginosa (52). Carbonífero superior posorogénico	54
2.4.	TERCIARIO	54
2.4.1.	Cantes y bloques cuarcíticos en matriz limo arenosa (53). Glacis. (Neógeno)	54
2.4.2.	Conglomerado de cantes cuarcíticos englobados en matriz arcillo-arenosa (54). Raña. (Plioceno)	55
2.5.	CUATERNARIO	55
2.5.1.	Cantes y bloques cuarcíticos en matriz limo arenosa (55). Glacis. (Pleistoceno)	55
2.5.2.	Arenas con cantes cuarcíticos, pizarrosos y calcáreos con matriz aren-arcillosa (56 y 57). Terrazas. (Holoceno)	55
2.5.3.	Gravas de naturaleza variada y matriz areno-arcillosa (58). Fondos de valle. (Holoceno)	56
2.5.4.	Arenas y cantes de naturaleza variada (59). Barras. (Holoceno)	56
2.5.5.	Cantes cuarcíticos y pizarrosos angulosos en matriz arcillosa (60). Conos de deyección. (Holoceno)	56
2.5.6.	Cantes cuarcíticos angulosos en matriz areno-arcillosa (61). Coluvión. (Holoceno)	57
3.	TECTÓNICA	57
3.1.	INTRODUCCIÓN	57
3.2.	ESTRUCTURAS PRE-PREHERCÍNICAS	57
3.3.	ESTRUCTURAS HERCÍNICAS	58
3.3.1.	Estructuras de primera fase (F1)	58
3.3.2.	Deformación tardía	60
3.4.	FRACTURAS	61
3.5.	EDAD DE LA DEFORMACIÓN	61
3.6.	NEOTECTÓNICA Y SISMOTECTÓNICA	62
3.6.1.	Metodología. Rasgos generales	62
3.6.2.	Accidentes neotectónicos	63
3.6.3.	Anomalías geomorfológicas	63
3.6.4.	Otros datos relacionados con la neotectónica	63
3.6.5.	Sismicidad	63
3.6.6.	Sismotectónica	64
3.6.7.	Conclusiones	64
4.	PETROLOGÍA	65
4.1.	ROCAS ÍGNEAS	65
4.1.1.	Rocas plutónicas	66
4.1.1.1.	Granodiorita de Garlitos (1)	66

4.1.2.	Rocas volcánicas y subvolcánicas	66
4.1.2.1.	Rocas riolíticas: riolitas (2) y lavas ácidas (4)	66
4.1.2.2.	Diques subvolcánicos (3)	67
4.1.3.	Diques de cuarzo (5)	70
4.2.	METAMORFISMO	70
4.2.1.	Metamorfismo regional	70
4.2.2.	Metamorfismo de contacto	71
5.	GEOMORFOLOGÍA	71
5.1.	FISIOGRAFÍA	71
5.2.	ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	72
5.2.1.	Estudio morfoestructural	74
5.2.2.	Estudio del modelado	74
5.3.	FORMACIONES SUPERFICIALES	77
5.4.	EVOLUCIÓN DINÁMICA. (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA)	77
5.5.	PROCESOS ACTUALES Y TENDENCIAS FUTURAS	78
6.	HISTORIA GEOLÓGICA	78
7.	GEOLOGÍA ECONÓMICA	86
7.1.	RECURSOS MINERALES	86
7.1.1.	Minerales metálicos	86
7.1.2.	Rocas industriales	89
7.2.	HIDROGEOLOGÍA	94
7.2.1.	Características hidrogeológicas	94
7.2.2.	Climatología	97
7.2.3.	Hidrología	97
7.3.	CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES	97
7.3.1.	Areas, zonas y tramos cartográficos con características geotécnicas similares	98
7.3.1.1.	Área I	98
7.3.1.2.	Área II	99
7.3.1.3.	Área III	99
7.3.1.4.	Área IV	101
7.3.1.5.	Área V	101
7.4.	PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	102
7.4.1.	Descripción de los puntos de interés	103
8.	BIBLIOGRAFÍA	105

1. INTRODUCCIÓN

Esta Hoja Geológica se ha realizado dentro de un Proyecto de Estudio Geológico más amplio que incluye las Hojas de Zorita (731), Valdecaballeros (732), Madrigalejo (754), Navalvillar de Pela (755), Puebla de Alcocer (780), Cabeza del Buey (806) y Chillón (807). La superficie abarcada por el conjunto de las Hojas ha permitido abordar los diferentes temas desde un punto de vista más regional, lo que se refleja en la cartografía y memoria de cada una de las Hojas elaboradas.

1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS

La Hoja de Chillón, número 807 del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, está situada en el interior de la Meseta Ibérica. Pertenece administrativamente a las Comunidades Autónomas de Extremadura, Castilla-La Mancha y Andalucía ya que parte de ella pertenecen a las provincias de Badajoz, Ciudad Real y Córdoba respectivamente.

La población de la zona se concentra en los siguientes núcleos de población: Chillón, Peñal-sordo, Guadalmez, Zarza Capilla y Capilla, aproximadamente de mayor a menor número de habitantes, y que se sitúan todos ellos en la banda N de la Hoja, a excepción de Guadalmez que se sitúa próximo al centro de la misma.

La geografía de la Hoja se puede dividir en dos zonas de características muy diferentes.

La banda N corresponde al paisaje propio de la Siberia Extremeña próximo a los relieves montañosos, con lomas suaves, arroyos estacionales, normalmente con el cauce seco y ausencia de vegetación y suelo. Las rocas del Complejo Esquisto Grauváquico afloran extensivamente, pero con una alteración intensa, que dificulta su observación desde el punto de vista geológico. No está habitada y los caminos transitables en coche son escasos. La única actividad es la ganadería extensiva de ovejas y algunos colmenares.

La parte meridional tiene un relieve montañoso que ocupa las dos terceras partes de la Hoja y que tienen por frente geográfico a las Sierras de Las Cabras, Torozo, Palenque, Moraleja, Peña Barriga, Las hoyuelas y De La Dehesa de la Pared a cuyos pies se extiende un paisaje típi-

co de dehesa extremeña con abundantes encinas y poco sotobosque y en la que se da la ganadería extensiva de vacuno y ovino.

Esta zona está atravesada por los ríos Zújar y Guadalmez y una serie de arroyos subsidiarios, estacionales, que corren en direcciones variables (Rio Valdeazogues, Rio Esteras, Arroyo del Buey, etc.).

Las comunicaciones de la Hoja son por carretera y por ferrocarril. La comarcal 420 que atraviesa al esquina SO, la comarcal 411 por su parte oriental, y diversas carreteras de nueva creación que permite la unión entre las distintas localidades. La red de caminos transitables en coches es muy variable de unos sectores a otros, y hay amplias zonas donde sólo se puede llegar a pie, tanto en las sierras como en la Siberia. También por la parte meridional de la Hoja pasa la línea de ferrocarril Madrid-Badajoz.

1.2. LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA

La Hoja se sitúa en la parte centro-meridional del Macizo Hespérico. En la Zona Lusitano-Alcúdica de LOTZE (1945), o en la Zona Centro-Ibérica de JULIVERT *et al.*, (1972).

Esta Zona se caracteriza por grandes pliegues verticales, que marcan una geografía propia, con sinclinales paleozoicos que proporcionan los relieves más altos, y grandes extensiones deprimidas en las que afloran los materiales detríticos pre-ordovícicos en los núcleos anticlinales.

La Zona Centro-Ibérica ha sido dividida por HERRANZ, *et al.*, (1977) en dos sectores, el de los Montes de Toledo y el de Alcudia-Alta Extremadura, en función de la presencia o ausencia de materiales cámbicos. Esta Hoja está en el sector Alcudia-Alta Extremadura, y concretamente en la parte meridional del Anticlinorio Centro extremeño que es una de las grandes estructuras de esta Zona. En este sector el Ordovícico inferior, predominantemente cuarcítico, se deposita discordantemente sobre materiales precámbicos.

Los materiales paleozoicos afloran en las sierras y están representados desde el Ordovícico inferior hasta el Carbonífero inferior.

1.3. ANTECEDENTES

El avance en el conocimiento geológico de esta Zona ha sido importante en la última década. En los materiales paleozoicos las cartografías más recientes del MAGNA y los estudios específicos sedimentológicos y estratigráficos realizados en diversos sectores, permiten levantar unas series con gran precisión litoestratigráfica, y plantearse la evolución paleogeográfica de este sistema, en base al establecimiento de secuencias deposicionales.

En cuanto a los depósitos preordovícicos aún permanecen las discrepancias en la serie general, las diferentes unidades que los componen, las relaciones entre ellas y su edad. Las primeras referencias parten de CARRINGTON DA COSTA (1950) y TEIXEIRA (1955), y la establecida por OEN ING SOEN (1970), con la definición del Complejo Esquisto-Grauváquico (CEG), que es una

unidad litoestratigráfica que engloba todas las series preordovícicas de la Zona Centro-Ibérica, a la que pertenecen la mayoría de los materiales que aparecen en los núcleos anticlinales.

En los trabajos iniciales el CEG formaba una secuencia única, sin discordancias internas o con discontinuidades de carácter local, VEGAS (1971-1974), CAPOTE, *et al.*, (1971-1977), PARGA y VEGAS (1974), MORENO (1974-1977), VEGAS, *et al.*, (1977) y ROIZ y VEGAS (1980).

Otros autores y los estudios más recientes han establecido la presencia de discordancias y/o discontinuidades dentro del CEG, si bien hay algunas discrepancias en cuanto a su naturaleza y extensión. BOUYX (1970) citó por primera vez una discordancia intraprecámbrica en el Anticlinal de Esteras. CRESPO y REY (1971) distinguen en el Valle de Alcudia las unidades Alcudiente Inferior y Superior, separadas por una discontinuidad. CRESPO y TAMAIN (1971) encuentran la misma división en el Domo de Abenojar, la discordancia intra-Alcudiente, estableciendo su cartografía y la edad y relaciones estructurales de los materiales que separa.

En 1984, SAN JOSÉ realiza una revisión de los trabajos sobre los materiales preordovícicos de la Zona Centro-Ibérica y divide a estas series en Alcudiente y Grupo Superior, separados por una discordancia que sitúa en el Nivel de Fuentes localmente Brecha de Navalpino.

A partir de 1984 se llevó a cabo el Proyecto Hespérica de investigación minera realizado por MAYASA, en el que se realizó un estudio de toda la Zona Centro-Ibérica meridional, que supuso un avance importante en el conocimiento geológico regional, plasmado en varias publicaciones. En ÁLVAREZ NAVA, *et al.*, (1988) se resume esta investigación, con la idea de la existencia de tres grupos de materiales en el CEG, si bien no hay un acuerdo sobre la importancia y característica de sus límites.

LÓPEZ DÍAZ (1994), en el Anticlinal de Navalpino, define tres grupos litológicos. Uno más antiguo, Grupo Domo Extremeño de edad Rifeense-Vendíco Inferior; sobre él en discordancia el Grupo Ibor-Navalpino de edad Vendíense Superior; y discordante sobre estos dos, el Grupo Valdelacasa de edad Cámbrico Inferior.

La escasez de datos paleontológicos tampoco permite precisiones sobre la edad, si bien las establecidas por SAN JOSÉ (*op. cit.*) siguen corroborándose en trabajos posteriores.

Los trabajos sobre los depósitos paleozoicos son más concretos, PUSCHMAN (1964-1970) establece una serie estratigráfica para el Devónico en el Sinclinal de Herrera del Duque y PARDO (1994) para el Devónico de los Sinclinales de Almadén y Guadalmez. RANSWEILLER (1968) estudia la estratigrafía y tectónica del Paleozoico al Norte de Herrera del Duque. MORENO en su Tesis Doctoral (*op. cit.*) efectúa un estudio completo de los Montes de Toledo occidentales con descripciones de la estratigrafía del Precámbrico y Paleozoico inferior. ROBARDET, VEGAS y PARÍS (1980) describen el techo del Ordovícico

Por último, merece especial mención en la Hoja Geológica de Herrera del Duque (OLIVE *et al.*, 1989) tanto la cartografía como la memoria de estos materiales.

Concretamente en la Hoja de Chillón hay varios trabajos que deben ser reseñados. De carácter regional están el Mapa Geológico Minero de Extremadura (1993), el Mapa Geo-

lógico de España a E. 1:1.000.000 (1995) y el proyecto «Síntesis Previa para la Evaluación del Potencial Minero del Complejo Esquisto Grauváquico» (E.N. ADARO-MAYASA, 1991 sin publicar).

Los materiales preordovícicos de la zona están siendo objeto de estudio por parte de PIEREN PIDAL, A., que ha contribuido a la realización de las Hojas de Herrera del Duque, OLIVE *et al.* (*op. cit.*) y Villanueva de la Serena (INSUA *et al.* en prensa), y que tiene varias publicaciones con referencias puntuales a zonas próximas a esta Hoja, de las que cabe destacar la de PIEREN PIDAL, A., *et al.*, (1991) en donde se describen los afloramientos de Alcudiense Superior en La Serena y se esboza un esquema paleogeográfico de los mismos.

1.4. UNIDADES GEOLÓGICAS PRINCIPALES

En la Hoja de Chillón afloran dos grandes unidades geológicas con una extensión superficial muy desigual: los materiales precámbricos y los del ciclo paleozoico.

Los materiales precámbricos se distribuyen por la banda N de la Hoja. Pertencen al Complejo Esquisto Grauváquico, en su mayor parte al Grupo Domo Extremeño, que es la serie inferior de CEG, y con afloramientos muy reducidos del Grupo Ibor-Navalpino, en discordancia sobre los anteriores.

El Grupo Inferior es una potente serie siliciclástica muy monótona en la que se han podido diferenciar tres tramos, en función de sus características litológicas y posición estratigráfica.

El Superior presenta una serie más variada, con ligeros cambios laterales, en la que aparecen tramos conglomeráticos, tramos de areniscas con icnofósiles, niveles carbonatados y tramos de lutitas y areniscas. Son propios de medios marinos someros en una secuencia transgresiva.

Ambos conjuntos están estructurados por las Orogenias Finiprecámbrica, Sárdica y Hercínica, si bien el grado de deformación es débil, situándose en muchos sectores por encima del frente de esquistosidad regional, y sin metamorfismo regional o sólo un anquimeta-morfismo.

Las distintas fases sólo han dado lugar a superposición de pliegues y a fracturas regionales de tipo transcurrente, con varios reajueglos, generando localmente deformación dúctil con desarrollo de micropliegues y crenulaciones.

Los materiales paleozoicos discordantes sobre los dos Grupos precámbricos aparecen en el resto de la Hoja. Las sierras constituyen una megaestructura, con la serie completa hasta el Carbonífero Inferior, que pertenece a la parte noroccidental del Sinclinal de Los Pedroches.

En general están deformados por la primera fase de plegamiento hercínica, sin esquistosidad generalizada ni metamorfismo y fracturados por las otras fases reconocidas regionalmente.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. INTRODUCCIÓN

En el registro sedimentario aflorante en el ámbito de la Hoja de Chillón, se han diferenciado tres conjuntos litoestratigráficos con cronologías desde el Precámbrico al Cuaternario.

Ocupando parte de la superficie de la mitad N, se sitúan los materiales de edad Precámbrica, en los que se han diferenciado dos grupos discordantes entre sí. El más antiguo de los dos ocupa la mayor parte de la región y se atribuyen con dudas al grupo más moderno los materiales que afloran en el borde occidental de la Hoja, en la carretera de Zarza Capilla a Cabeza del Buey y en la parte oriental, próximas a la carretera de Almadén a Córdoba (C.411).

Un segundo conjunto lo constituyen los materiales de edad paleozoica discordantes, a su vez sobre los grupos anteriores. Conforman los relieves más abruptos dentro del área de estudio y se localizan en el vértice NE (área de Chillón) y ocupan prácticamente las dos terceras partes de la superficie de la Hoja.

La datación de las diferentes unidades paleozoicas cartografiadas ha sido posible tanto por los hallazgos paleontológicos ya conocidos como por los nuevos yacimientos y por correlación con los yacimientos hallados en la vecina Hoja de Cabeza de Buey en niveles similares.

Por último, los materiales del Terciario y Cuaternario están representados en distintos puntos de la Hoja, destacando los depósitos coluvionales y sedimentos recientes de los Ríos Zújar y Guadalmez.

2.2. PRECÁMBRICO

2.2.1. Introducción

LOTZE, F. (1956a) fue el primer autor que propuso una subdivisión de las series aflorantes del Complejo Esquisto Grauváquico (CEG) en un conjunto inferior al que denominó Capas de Valdelacasa, y otro superior con niveles conglomeráticos intercalados que denominó Capas de Transición al Cámbrico. Esta división sigue aún siendo válida.

Los estudios posteriores a este autor pueden agruparse en tres etapas. En la primera, BOUYX (1962, 1967, 1970), TAMAIN (1972), CRESPO y TAMAIN (1971) y CRESPO y REY (1971), al estudiar los anticlinorios situados al Sur de Valdelacasa, redefinieron los conjuntos de LOTZE.

Al conjunto inferior TAMAIN lo describió como Alcudiense Inferior, constituido por series rítmicas y monótonas de pizarras y grauvacas. Sobre éste, al conjunto superior lo denominó Alcudiense Superior y lo describió como alternancias de conglomerados, pizarras bandeadas y paquetes carbonatados.

BOUYX en el anticlinal del río Esteras y CRESPO y REY en el Valle de Alcudia, identifican una discordancia entre el Alcudiense Inferior y el Superior.

En la segunda etapa MORENO (1974, 1975 y 1977), SAN JOSÉ *et al.* (1974), CAPOTE *et al.* (1977), establecieron las primeras subdivisiones, cambios de facies, etc., en las series de tránsito o Alcudiense Superior en el anticlinal de Valdelacasa y sectores próximos.

MORENO, F. estableció dos isocronas correspondientes a tramos de megaturbiditas a olistostromas, de espesor y composición litológica diversa pero con una continuidad a escala regional.

De estas isocronas, a la inferior la describió como el «Nivel de Fuentes» y estableció su equivalencia con el «Olistostroma del Membrillar» de composición esencialmente carbonatada.

Este mismo autor, restó importancia a la discordancia descrita por BOUYX en el río Esteras, si bien la correlacionó con el «Nivel de Fuentes», en cuya localidad la discordancia cartográfica existente entre las series aflorantes por debajo y por encima de la mencionada isocrona, la explicó como discordancia intraformacional, propia de series depositadas en taludes ligados a escarpes de falla activos.

En una tercera y última etapa diversos equipos de investigación de la Universidad Complutense de Madrid, de la Universidad de Salamanca, así como de equipos que realizaron la cartografía de las Hojas MAGNA o proyectos como la «Síntesis previa para la evaluación del potencial minero del CEG», han aportado numerosos datos en los trabajos presentados en el II Congreso Geológico de España (1988).

Entre estos trabajos cabe mencionar, entre otras, las publicaciones de SAN JOSÉ (1980, 1983 y 1984), ROIZ y VEGAS (1980), ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO (1986), ORTEGA *et al.* (1988), PARDO y ROBLES (1988), NOZAL *et al.*, (1988), ÁLVAREZ NAVA *et al.*, (1988), PIEREN y HERRANZ ARAUJO (1988), SAN JOSÉ *et al.*, (1990), PARDO ALONSO y SANTAMARÍA (1992), DÍEZ BALDA (1980 y 1986), RODRÍGUEZ ALONSO (1985), ROBLES CASAS y ÁLVAREZ NAVA (1988), NOZAL y ROBLES CASAS (1988), LORENZO ÁLVAREZ y SOLE (1988), MARTÍN HERRERO (1989) y MARTÍN HERRERO *et al.* (1987 y 1988).

A través de estos estudios llegan a definirse tres series o conjuntos principales con distintas denominaciones según los distintos autores (Tablas I y II), así como intentos de correlación entre diversos sectores de la Zona Centro Ibérica. (ÁLVAREZ NAVA *et al.*, 1988), (Tabla I).

Por último, GARCÍA HIDALGO (1995), describe dos «Series» en los materiales del Proterozoico del Anticlinal de Ibor, pero no observa discordancia entre ellas.

En el área de investigación del proyecto, situada en su práctica totalidad dentro del Domo Extremeño, es el Grupo Domo Extremeño o Serie I el que ocupa prácticamente todos los afloramientos de los materiales preordovícicos. Se caracteriza por su aparente monotonía y uniformidad litológica. En general son series silicicísticas con alternancias de pizarras y areniscas, que intercalan escasos niveles de conglomerados.

Con una extensión de afloramiento mucho más reducida, y con bastantes dudas en cuanto a su atribución, se han identificado series adscritas al Grupo Ibor o Serie II, constituidas por areniscas y pelitas.

Tabla I. Unidades litoestratigráficas y su distribución por estructuras

Unidades litoestratigráficas		Anticinal de Valdelacasa	Anticinal de Ibor	Anticinal de Villarta-Navalpino
Grupo Valdelacasa	Fm. Calizas de los Navalucillos	Calizas de los Navalucillos		
	Fm. Areniscas del Azorejo	Areniscas del Azorejo		Ar. del Azorejo
	Fm. Limolitas del Pusa	Litolitas del Pusa		Litolitas del Pusa
	Nivel de Fuentes	N. de Fuentes		Brecha de Navalpino
Grupo Ibor	Fm. Detritico-carbonatada de Valdecañas	Calizas de Peraleda	U. Detritico-carbonatada de Valdecañas	Calizas de Villarta
	Fm. Limolitas de Castañar		Unidad de Surco	
Grupo Domo Extremeño	Fm. Limolitas del Cubilar	Limolitas del Cubilar	Limolitas del Cubilar	Areniscas del San Marcos
	Fm. Pizarras y Ar. del Estomiza	Ar. del Estomiza	Ar. del Estomiza	Ar. del Estomiza

Domo de las Hurdes	Área de Salamanca-Tamames	Domo Extremeño, La Serena, V. de Alcudia	Anticinal de Abenajar-Tirteafuera
	Calizas de Tamames		
	Ar. de Tamames		
Serie Superior	Fm. Aldeatejada-Monterrubio		Serie Pelítica Superior
Serie Intermedia		Grupo de Ibor	Serie Detritico-carbonatada
Serie Inferior		Grupo Domo Extremeño	Grupo Domo Extremeño

Tabla II.

Lotze (1956)	Bouyx (1970)	Tamain (1970) Crespo y Tamain (1971)	San José et al. (1974) Moreno (1974-77) Capote et al. (1977)	San José (1983)	Álvarez Nava et al. (1988) Nozal et al. (1988)	Ortega y González Lodeiro (1983)
Calizas del Cámbrico Inferior	Calizas de Hinojosas	Calizas de Cabezarrubia	Calizas de Navalucillos Areniscas del Azorejo			
Pizarras silíceas	Serie conglomerática sup	Alcudiense superior	Pizarras del Pusa	Grupo Superior	Grupo Valdelacasa	Serie superior
Series de transición	Discordancia Anticlinorio Esteras		Isocrona 1 (nivel de Fuentes, Membrillar, Calizas de Ibor y Valdelacasa)	Discordancia Cadomiense Grupo intermedio Discordancia Oretánica	Discordancia Grupo Ibor Discordancia	Discordancia
Capas de Valdelacasa	Capas facies Alcudia	Alcudiense Inferior	Capas de Valdelacasa	Grupo inferior	Grupo Domo Extremeño	Serie inferior
Montes de Toledo	Alcudia-Abenojar	Alcudia-Abenojar	Montes de Toledo Occidentales	Montes de Toledo Extremadura	Extremadura-Montes de	Abenojar-Tierteafuera

No se ha constatado en el área de investigación la presencia de sedimentos pertenecientes al Grupo Valdelacasa o Serie III, lo cual parece confirmar en principio lo expuesto por diversos autores en las Tablas I y II.

2.2.2. Grupo Domo Extremeño. Serie I

En el área de investigación (Hojas n.^{os} 731, 732, 754, 755, 780, 806 y 807), han podido diferenciarse cartográficamente tres conjuntos litológicos con rango de formación.

En la Hoja de Chillón (807) afloran casi exclusivamente materiales pertenecientes al conjunto litológico intermedio. De forma parcial, en la parte occidental de la Hoja de Cabeza de Buey, afloran litologías que se pueden asimilar a las del conjunto superior aunque debido a su escasa extensión y a la mala calidad de los afloramientos no fueron representadas cartográficamente, reservándose su descripción para la memoria de la Hoja situada al NO (Puebla de Alcocer).

La serie tipo aflora en la Hoja de Navalvillar de Pela (755) en su sector suroccidental y en áreas contiguas de las Hojas n.^{os} 754 y 780.

Aunque en la bibliografía al uso sólo existen descripciones aproximativas y en las cartografías de las Hojas MAGNA colindantes separación de tramos, miembros o conjuntos litológicos similares a los que se describirán, es en esta área donde se ha propuesto una serie tipo del GDE en el Domo del mismo nombre y la cartografía de las Formaciones que se describirán.

Dado que las características litológicas de las unidades diferenciadas no coinciden en muchos casos con las Formaciones definidas y aceptadas en la mayor parte de los afloramientos de este Grupo en la ZCI, se intentará respetar la denominación de «Pizarras y Areniscas de Estomiza» para las Formaciones inferiores, pero es inviable la acepción de «Limolitas del Cubilar» para las series superiores de este Grupo en el Domo Extremeño, al menos con carácter general.

2.2.2.1. Pizarras y grauvacas (6) (formación areniscas de estomiza) (Véndico)

Se conserva esta denominación ya que la descripción formal de esta unidad litoestratigráfica coincide a grandes rasgos con las series aflorantes en el Domo Extremeño.

En aparente concordancia y tránsito gradual sobre los sedimentos descritos en la Hoja de Navalvillar de Pela por debajo (Formación Talarrubias), se tiene un conjunto constituido esencialmente por areniscas (grauvacas) y pelitas que intercalan niveles de conglomerados.

Las facies y asociaciones de facies más representadas, son las siguientes:

Facies conglomeráticas (cg)

La característica esencial de las facies conglomeráticas de esta formación es que su espectro litológico es muy reducido, constituido casi exclusivamente de cantos intracuenca. Son las denominadas

nadas «facies desorganizadas» en la bibliografía del GDE o conglomerados intraformacionales de otras áreas. Pueden distinguirse varios tipos dentro de estos depósitos conglomeráticos.

Texturalmente los más frecuentes son conglomerados matriz soportados con relación matriz-cantos variable. La matriz es pelítica o pelítico-arenosa de color gris a verdosa. Los cantos son de tamaño variable y de subredondeados a subangulosos.

Menos frecuente son las capas de conglomerados grano soportados. Se trata de capas de espesores decimétricos sin estructura o con grosera ordenación positiva y más raramente negativa. En esta facies se observa un porcentaje mínimo en su espectro litológico de cantos de cuarzo y lidita.

La relación de ambas facies suele ser directa. Normalmente se encuentran asociadas encontrándose en el orden descrito de muro a techo.

Las variaciones texturales y de espesor de estas facies, tanto lateral como verticalmente, son muy fuertes. Aunque es reseñable que, localmente, tramos que por su espesor podrían adquirir categoría de miembros, mantienen continuidad kilométrica (Hoja de Navalvillar de Pela).

Otra facies incluible dentro de las conglomeráticas o desorganizadas son los tramos con espesores y continuidad lateral de centenares de metros constituidos por bloques y cantos, en una matriz arenoso-pelítica.

Los bloques varían desde tamaño de m; a dimensiones de Hm; y son fragmentos del registro sedimentario infrayacente. Estas facies conglomeráticas son asimilables las dos primeras a la A (subfacies A₂ y A₁), y esta última a la F. DE MUTTI y RICCI LUCCHI (1975).

Facies arenosas

Son las más ampliamente representadas y características de esta formación. Se presentan de múltiples formas, desde bancos masivos y de espesor métrico, hasta capas milimétricas compuestas por alternancia de areniscas y lutitas.

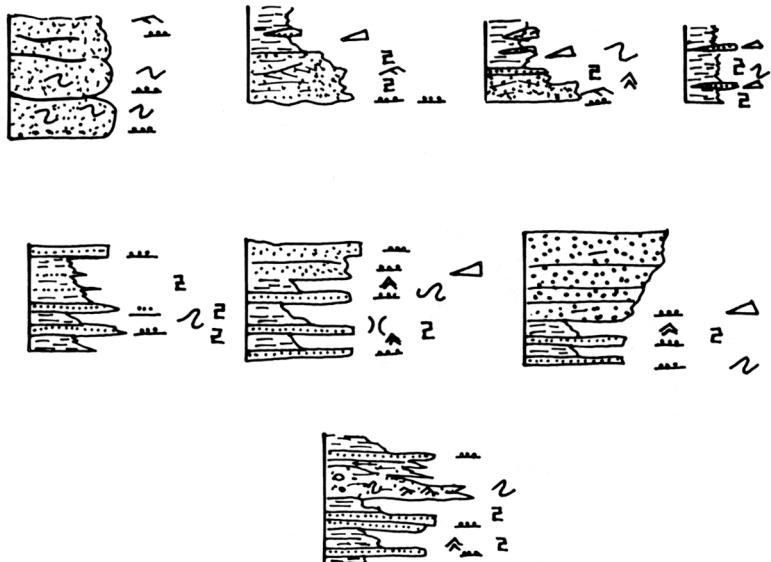
El tamaño de grano varía igualmente desde grano grueso-muy grueso con granos de tamaño grava dispersos a muy fino en tránsito a limo y fango. El predominio general es el tamaño de grano medio a fino.

Petrográficamente muestran una cierta uniformidad composicional de forma similar a lo que ocurre con el espectro de las facies conglomeráticas.

En general se trata de litarenitas de grano medio, redondeamiento moderado, matriz caolinítica y cemento silíceo o mixto silíceo-ferruginoso. La fracción lítica muestra un porcentaje, normalmente mayoritario, de fragmentos de roca de procedencia volcánica (vidrio en diversos estados de recristalización y composición variable), por lo que se trataría en general de volcanoarenitas, si bien es cierto que en el diagrama de SELLEY (1977) se encuadrarían en el límite con las subarcosas.

Atendiendo a las características geométricas y estructuración interna pueden distinguirse una serie de facies y asociaciones de facies de las cuales las más representativas se muestran en la Figura 2.1.

FORMACION : ARENISCAS DE ESTOMIZA



FORMACION : ORELLANA

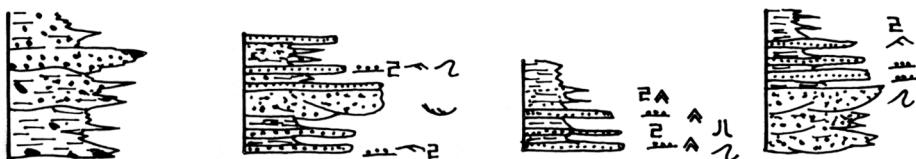


Figura 2.1. Facies y asociaciones de facies en las formaciones del Precámbrico.

Facies de areniscas masivas

Son bancos con geometría tabular, base plana a ligeramente erosiva, tamaño de grano medio a grueso y clastos dispersos de tamaño grava (cantos blandos aplastados, «mud chip» y cuarzo-feldespato). Son frecuentes las láminas discontinuas de pelitas, ligadas a cicatrices de amalgamación en estratos mayores. En algún caso se observa que estos cuerpos masivos son el relleno de canales de fondo casi plano.

Facies de areniscas con estructuración interna

En este grupo de facies se incluyen los bancos de litarenitas con geometría tabular, contactos plano paralelos netos a techo y muro y gradación positiva, por lo general, aunque en algún caso es negativa o con el tamaño de grano mayor en el centro del banco. El tamaño de grano es medio a fino o grueso a medio y muestran laminación paralela u oblicua de muy bajo ángulo en todo o parte del estrato. Las láminas de pelitas entre bancos son bastante continuas y es frecuente observar en las capas estructuradas «eslump» e intraclastos «eslumpizados».

Una facies mucho menos frecuente dentro de este grupo son los bancos o capas de areniscas, con base plana, techos ondulados y estratificación cruzada en surco de media a gran escala.

Las facies descritas son asimilables a las facies B de MUTTI y RICCI LUCCHI (*op. cit.*), subfacies B₁ y B₂.

Facies heterolíticas (arenoso-lutíticas)

Son las facies más comunes por su abundancia en el contexto de esta formación y de alguna forma las que caracterizan su expresión litológica generalizada.

Su característica común, aparte de la composicional ya descrita (fracción arena-limo de tipo volcanoarenita en tránsito a subarcosas), es la existencia de una gradación visible desde tamaño arena media-gruesa, a veces con grava fina dispersa, hasta términos de pelitas o ampelitas, acompañado de una secuencia de estructuras sedimentarias en el interior del estrato. En este tipo de facies, la relación arena/lutita es variable con relaciones extremas medidas de tipo 50/1 a 1/50, siendo las más frecuentes las comprendidas en el intervalo 3/1 a 1/5. En general, el color de estas facies es gris, a veces oscuro, aunque los tramos con proporción elevada de siliciclásticos muy finos suelen tener color verdoso.

Dentro de las facies con relación arena/lutita >1 se han observado capas de espesor variable (15 a 50 cm) y, más raramente, bancos con base plana a débilmente erosiva, constituidos en su mayor parte por arena de grano medio a fino, gradada, con cantos blandos dispersos a veces aplastados de tipo lentilla («mud chips») en la base y en tránsito gradual a techo un intervalo pelítico arenoso con laminación paralela y de «ripples» que finaliza con una lámina de ampelitas gris oscuras.

Otra variante en este tipo de facies se observa cuando, en capas o bancos de estas características, el término de arenas gradadas tiene laminación paralela seguida de laminación cruzada de «ripples» de corriente en su parte superior, y sobre él un intervalo arenoso-pelítico como el descrito pero con un mayor espesor relativo.

Las facies con relación arena/pelita ≥ 1 son porcentualmente las más frecuentes en el contexto general de las series realizadas en el área de investigación. En general se trata de secuencias decimétricas de tipo T_2 (T_{b-e}) y T_3 (T_{c-e}) de BOUMA (1962).

Por último, en este grupo de facies, se tienen aquellas con relación arena/lutita < 1 . Se trata en general de alternancias centimétricas a milimétricas de areniscas de grano fino a muy fino de color claro y lutitas de colores grises y verdes. En estas facies se han observado secuencias de tipo T_3 (T_{c-e}) y T_4 (T_{d-e}) de BOUMA. Las características más visibles de estas facies son la laminación paralela con colores alternantes que le confiere un aspecto listado, el «micro-eslumpamiento» muy visible en las secuencias T_3 y la presencia de abundantes sulfuros en los términos pelíticos.

Las facies arenoso-lutíticas con relación arena/lutita > 1 en general son asimilables a las facies C (subfacies C_1 y C_2), las de relación ≥ 1 a las C_1 y D_2 y las de relación < 1 a las D_2 y D_3 de RICCI LUCCHI (*op. cit.*).

En la Figura 2.1. se sintetizan las principales asociaciones y ciclos de facies más frecuentes en esta formación con carácter general para todo el ámbito de la investigación.

Los ciclos «thinning-finishing upward», menos abundantes, se localizan en los tramos de techo de la Formación Estomiza. La mayoría de los conglomerados descritos se asocian a estos ciclos de facies.

Los ciclos «thickening-coarsening upward» son los más frecuentes, existiendo series donde se repiten durante cientos de metros. Se trataría de los ciclos compensación de MUTTI y SONNINO (1981).

Las direcciones de corriente medidas dan valores prioritarios E-O a NE-SO en la Hoja de Navalvillar de Pela y NNO-SSE a NNE a SSO en las Hojas de Cabeza del Buey y Chillón.

En resumen las facies, asociaciones y ciclos de facies descritos para el registro sedimentario de la Formación Estomiza, permiten proponer un modelo deposicional de abanico submarino de alta eficacia de transporte y una evolución conjunta con la Formación Talarrubias infrayacente (ver memoria de la Hoja de Navalvillar de Pela) desde zonas de llanura submarina e interlóbulo o franja de lóbulo a lóbulos deposicionales (ciclos de compensación) y tránsito a abanico canalizado o interno a techo de la Formación Estomiza.

La complejidad tectónica dificulta el poder establecer una potencia estimada fiable, aunque en la Hoja de Navalvillar de Pela se han medido un mínimo de 1.500 m de serie continua en la esquina SE.

El hallazgo de acritarcos (*Sphaerocongregus variabilis* MOORMAN = ex *Bavlinella faveolata* según PALACIOS, T. 1987) y de icnofósiles conocidos a partir del Véndico (por ejemplo, *Gordia*

marina EMMONS), en afloramientos del Alcudiense inferior centroibérico (VIDAL, et al., 1994) permiten considerar estos materiales casi exclusivamente como Neoproterozoico (Véndico), no habiéndose probado todavía la existencia de depósitos fosilíferos más antiguos.

El modelo deposicional que se propone para los sedimentos atribuidos al Véndico de toda la región (Formación Pizarras de Estomiza-Talarrubias, Formación Areniscas de Estomiza, Formación Orellana-Limolitas del Cubilar), sería un sistema turbidítico en el que las Formaciones Talarrubias y Estomiza corresponderían al Tipo I, y la Formación Orellana-Limolitas del Cubilar al Tipo II de dicho sistema. En el caso del sector NE de Navalvillar de Pela las facies con lutitas carbonosas podría significar el paso lateral del Tipo II a un complejo progradante de nivel bajo (PLSC), en depósitos de plataforma externa o delta frontal.

En su conjunto se trataría de un registro sedimentario encuadrado en una secuencia deposicional de Tipo I durante las fases de nivel del mar bajo a las que se le asigna una edad Véndico en el contexto cuencal.

2.2.3. Grupo Ibor. Serie II (Véndico superior)

En discordancia sobre los sedimentos de Grupo Domo Extremeño, aparecen un conjunto de materiales que se han encuadrado dentro del Grupo Ibor o Serie II, por similitudes litológicas aunque con ciertas dudas.

PIEREN et al., (*op. cit.*) en su descripción de los afloramientos de este grupo, en la comarca de la «La Serena», muestra las rápidas variaciones litológicas existentes aún en series próximas y esboza un esquema paleogeográfico.

Los trabajos realizados a escala regional en el área del proyecto (ver Hoja de Navalvillar de Pela) permiten definir dos conjuntos sedimentarios que tendrían rango de formación, pero cuya representación a escala cuencal se escapa del ámbito de este proyecto. Por tanto, se les ha denominado Unidad Inferior y Superior para su descripción estratigráfica. Esta diferenciación se hace en base a niveles de carbonatos o depósitos mixtos carbonatado-terrígenos.

En la Hoja de Chillón los posibles sedimentos Véndicos están representados por materiales pelítico-arenosos y carbonatados que se atribuyen de forma provisional a la Unidad Inferior.

2.2.3.1. Areniscas, conglomerados y calizas (7). Unidad inferior (Véndico superior)

Esta unidad es la que constituye la mayoría de las series aflorantes más al Norte y su litología, variada y variable, consiste en alternancias de conglomerados, areniscas y lutitas que intercalan en los tramos de techo un nivel de espesor decimétrico a métrico discontinuo de carbonatos en paso lateral a fangolitas o lutitas carbonatadas.(Memoria de la Hoja de Navalvillar de Pela).

Las facies y asociaciones de facies más representativas de esta Unidad son las siguientes de las cuales describiremos las arenosas y pelítico-arenosas y las carbonatadas.

Facies arenosas y arenoso-lutíticas

Son variadas las facies arenosas que se encuentran en esta Unidad. En síntesis, pueden distinguirse tres subfacies.

- a) Capas de arenisca del grupo de facies HCS (WALKER *et al.*, 1984), del tipo PHX y PHXM. Son el paso lateral de las facies conglomeráticas equivalentes. Petrográficamente se trata de subarcosas y sublitarenitas de grano medio con escasos cantos de grava muy fina de cuarzo. El intervalo pelítico (M) tiene espesores milimétricos a láminas discontinuas. (Cuerpos amalgamados). En algún caso concreto, como en el sinclinal de la Sierra del Integral-Cerro Gordo (Hoja de Navalvillar de Pela), se han observado facies H.C.S. con afinidad turbidítica (GABALDÓN, 1990) intercaladas en las anteriores con un término pelítico bien desarrollado.
- b) Otra facies, localmente importante, son las areniscas de grano medio-grueso y medio a fino en bancos métricos, con base erosiva, estratificación cruzada en surco, «herringbone» y superficies de acreción formando cuerpos con desarrollo lateral hectométrico. Composicionalmente son litarenitas con cantos blandos tamaño grava fina («mud-chips») y a veces subarcosas, con granos de cuarzo dispersos. Se observan como paso lateral a partir de los complejos de relleno de canal de las facies conglomeráticas.
- c) Por último, la facies posiblemente más representativa de esta unidad consiste en una alternancia centimétrica de areniscas de grano medio fino y lutitas verdes a gris oscuro. Las areniscas con base plana y techo ondulado tienen laminación paralela, de «ripples» y caras de avalancha con láminas de pelita.

En alternancias donde la relación arena/pelita es ≤ 1 , se da con frecuencia el fenómeno sindiagenético de la inmersión de «ripples» («linsen»). El resultado son capas centimétricas cuyo muro muestra estructuras similares a las bioturbadas. En esta facies es donde se da la presencia de abundantes pistas y otros restos orgánicos. Petrográficamente las areniscas son subarcosas y sublitarenitas, y las lutitas son de composición caolinítico-clorítica.

Facies carbonatadas

El desarrollo de estas facies en esta Hoja es bastante escaso en consonancia con la poca extensión que ocupan los afloramientos del Grupo Ibor o Serie II.

Se pueden distinguir dos conjuntos de facies, comparables a los descritos en la Hoja de Navalvillar de Pela.

- Calizas, calizas dolomitizadas y dolomías, en capas centímetros a decimétricas de color marrón a grisáceo. Son wackstone a packstone de grano medio grueso, cemento espartíctico y dolomitización en porcentaje variable. Los aloquímicos son bioclastos de procedencia algal y ooformas. Normalmente tienen una fracción terrígena de tamaño arena a limo y compo-

sición subarcósica. Es normal que algunos granos de aloquímicos estén sustituidos por colofana. En el cemento se observan granos de apatito disperso.

- Mudstone y wackstone de color gris oscuro a rojizo en capas decimétricas con base plana y techo ondulado. Son sedimentos con granoclasicación positiva y estructuras hummocks y swales. Serían asimilables a secuencias PHXM y HXM de WALKER *et al.*, (*op. cit.*).

Hay capas donde se observa un lag residual constituido por aloquímicos, siliciclásticos y cantes blandos de tamaño arena gruesa o grava fina. Son poco frecuentes las capas amalgamadas. Se trataría por tanto de sedimentos originados por tormentas y, dadas las características descritas, podrían encuadrarse en el grupo de facies HCS de grano fino a muy fino GABALDÓN, (*op. cit.*).

Los procesos diagenéticos (dolomitización, silificación, dedolomitización, etc.) afectan de forma variable a cada capa, dependiendo en gran medida del tamaño de grano y composición genética. En general estas facies están menos afectadas que las precedentes.

Sistema deposicional de la Unidad inferior

La evolución sedimentaria del Véndico de la Unidad Inferior se ha estudiado detalladamente en la Hoja de Navalvillar de Pela, donde están representados todos los materiales del Grupo Ibor. La descripción que sigue a continuación se basa en diversas localidades situadas en esta Hoja.

A escala regional el registro sedimentario atribuido a la Unidad Inferior del Grupo Ibor comienza normalmente con facies heterolíticas que rellenan una superficie morfológica con fuertes cambios de espesor y granulometría. Sin embargo, son escasos los ejemplos en los que la base de esta unidad está constituida por conglomerados. Sobre estas facies heterolíticas que alcanzan espesores variables (2 a 30 m), se establece un tramo con predominio de conglomerados grano soportados con las características litológicas y evolutivas descritas. Se han encontrado sistemáticamente dos eventos sedimentarios sobre estos conglomerados. En primer lugar el techo del tramo con facies conglomeráticas está definido por un banco (1 a 1,5 m) del grupo de facies HCS en gravas y arenas gruesas con grava en los sectores del SO y arena media fina en la Sierra de la Zarzuela.

Sobre estos sedimentos se encuentran siempre la facies de lutitas masivas con pirita y pelitas microbandeadas con pirita en el orden descrito.

En la evolución vertical sobre las facies anteriores se encuentran las facies arenosas y arenosolutíticas descritas, con una distribución areal definida. En el sector SO el predominio claro es para el grupo de facies arenosas de grano grueso y estratificación cruzada, seguido de las facies con alternancia centimétrica, en tanto que en la Sierra de la Zarzuela el predominio es para las facies HCS y las alternancias centimétricas.

Sobre este grupo de facies se sitúan las facies carbonatadas y mixtas. El predominio es para capas «wackstone-packstone» con fuerte contenido en siliciclásticos y las facies de pelitas car-

bonatadas con estromatolitos aislados centimétricos en tanto que hacia el E las facies predominantes son las «mudstone-wackstone» del grupo de facies HCS y las bioconstrucciones de estromatolíticos lamelares y columnares con desarrollo lateral métrico.

El contexto general de facies, su distribución areal y su evolución, permiten proponer un sistema de depósito (de ámbito local), en el que los sedimentos del Oeste serían atribuibles al cinturón de facies costeras de un «fan-delta» (cañales, lóbulos activos y lagunas), que en sentido O-E a SO-NE, evoluciona a depósitos de «offshore» en «fan-deltas», llanura mareal mixta y áreas de plataforma con dominio de tormentas. Así pues, una cuenca con profundidad creciente en sentido SO a NE, posiblemente estructurada en escalones, con morfología diferencial y direcciones perpendiculares al sentido de aumento de la profundidad.

Por todo lo expuesto con anterioridad, el registro sedimentario de la Unidad Inferior del Grupo Ibor, se trata de una secuencia deposicional de Tipo I (POSAMENTIER *et al.*, 1988).

En el transcurso de las investigaciones cartográficas se ha descubierto en la Hoja de Navalvillar de Pela un afloramiento con abundantísimos icnofósiles a orillas del embalse de Orellana, al S de Casas de Don Pedro. Además de algunas formas indeterminables, se identifican *Paleophycus* sp. y posibles *Phycodes?* sp., de grandes afinidades con otros registros similares del Véndico centroibérico (ver, por ejemplo, GARCÍA HIDALGO, 1993).

2.3. PALEOZOICO

2.3.1. Introducción

El área de estudio se encuentra ubicada en la franja meridional de la Zona Centro Ibérica. Los sedimentos de esta área atribuidos al Paleozoico se encuadrarían en el Hiperciclo Postcámbrico, SAN JOSÉ *et al.* (1990 y 1992), del cual, en el ámbito de las Hojas, afloran casi todas las series del superciclo que abarcan desde el Ordovícico Inferior al Carbonífero inferior.

No se conocen depósitos atribuidos al Grupo Valdelacasa (Véndico-Cámbrico Inferior) en la parte centroccidental de la franja surcentroibérica. Ello puede ser atribuido a la erosión preordovícica o bien a que no se depositaron.

De esta forma los sedimentos del Paleozoico Inferior postcámbrico se encuentran discordantes (Límite de Tipo I) sobre las series precámbricas descritas en el apartado anterior.

Las series paleozoicas postcámbricas afloran extensamente en la franja Centro-ibérica meridional formando estructuras sinclinales de gran continuidad lateral. En el ámbito de estudio cubren en mayor o menor medida parte de las estructuras sinclinales de Herrera del Duque, Almadén y Guadalmez, junto con otros afloramientos dispersos de menores dimensiones. Las series establecidas en estos relieves paleozoicos son muy similares, por lo que se describirán las unidades cartográficas o formaciones de forma genérica, estableciendo las variaciones, si las hubiese, en las localidades citadas.

2.3.2. Ordovícico inferior

2.3.2.1. Conglomerados de base (8). Areniscas verdes, microconglomerados y pizarras rojas (9) y pizarras verdes laminadas (10). (Tremadoc-Arenig?)

La cartografía de esta formación da una idea exacta de la discontinuidad de los afloramientos, por lo que las series y observaciones realizadas sólo permiten mostrar datos parciales y sectoriales. Aún así parece evidente que en todos los relieves paleozoicos se encuentran series con espesores y litologías variables en discordancia sobre los materiales precámbricos y bajo los relieves de la Cuarcita Armoricana a las que se les atribuye una edad Tremadoc-Arenig Inferior.

En el ámbito regional esta serie ha recibido distintas denominaciones: «Serie roja basal», «Serie púrpura», «Serie intermedia», «Fm. Hito», «Grupo O₁», «Capas de Carrascalejo», «Serie Lié de Vin», etc. Los espesores descritos varían desde decenas de metros a 800 m.

En el área de estudio las condiciones de afloramiento no permiten precisar con exactitud los espesores de esta serie, pero de forma genérica puede estimarse que en el cierre perisinclinal de Herrera del Duque, los espesores son del orden de 300 m, en la Sierra de Pela pueden alcanzar los 500 a 600 m y en el sinclinal de Guadalmez oscila alrededor de los 200 m.

En la Hoja que nos ocupa, los conglomerados de base (8), aflorantes al pie de la Sierra de las Cabras, aparecen bien estratificados en capas hasta métricas de cantos de cuarzo, redondeados con diámetro medio de 7 cm., que intercalan niveles de areniscas blancas de grano grueso-medio de igual naturaleza y espesor inferior al metro.

Las areniscas verdes, microconglomerados y pizarras rojas (9), aparecen en afloramientos semicubiertos en la Sierra de las Cabras. Corresponde a un conjunto alternante en paquetes decimétricos, que alcanzan el metro en los tramos microconglomeráticos.

Esta serie culmina con un tramo detrítico fino constituido por un paquete de unos 50 m de pizarras arenosas gris-verdosas (10), bandeadas, en niveles más limolíticos que alternan con niveles más arenosos y en los que se observa granoclasicación positiva, laminación cruzada y paralela.

Las facies y asociaciones de facies más frecuentes en esta zona, son (Figura 2.2.):

Facies de conglomerados

Esencialmente son conglomerados grano soportados en dos subfacies bien definidas:

- Conglomerados sin estructura interna y con matriz arenosa pelítica en porcentaje no superior al 10-15%. Normalmente constituyen la base de esta serie. Son cuerpos con geometría lenticular de color gris a rojizo, con cantos bien redondeados y heterometría moderada. La composición de estos cantos muestra un predominio de la fracción de cuarzo, seguido de areniscas, lítitas, cantos blandos y escasos cantos de rocas ígneas. Su compactación es muy débil, por lo que la erosión impide en la mayoría de los casos su observación precisa.

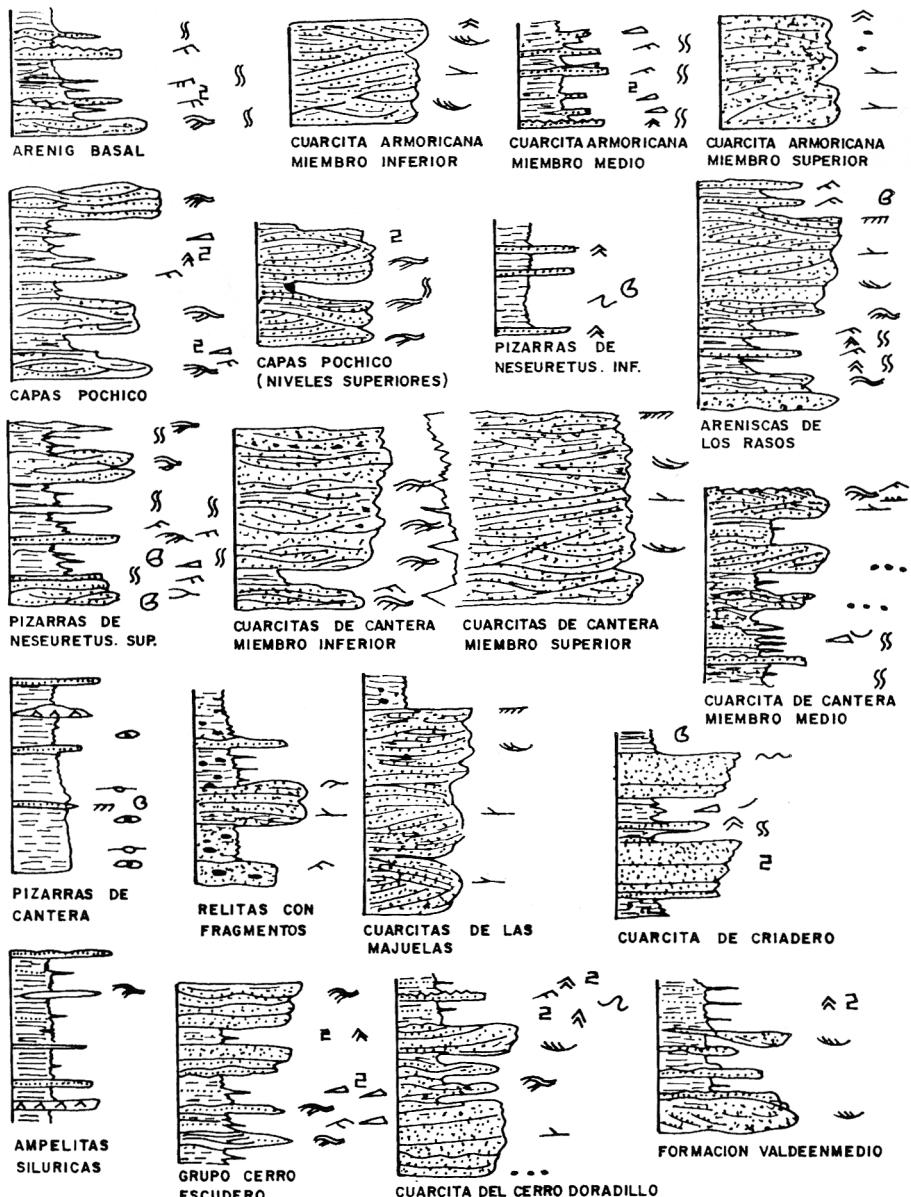


Figura 2.2. Facies y asociaciones de facies de las formaciones del Paleozoico.

- b) Conglomerados grano soportados en capas o bancos con estratificación cruzada en surco y superficies de acreción lateral. La base es erosiva y el techo plano y neto. Estos cuerpos se intercalan entre lutitas gris oscuro subordinadas. La composición es similar a la de las anteriores con un predominio aún mayor de los cantos de cuarzo, la fracción arena gruesa es abundante (subarcósica) y el cemento es silíceo-ferruginoso.

Facies arenosas

En este grupo de facies se han observado capas y bancos constituidas por arenisca de grano medio a grueso, a veces con grava dispersa de color blanco a grisáceo intercaladas entre lutitas grises o rojo violáceas subordinadas. Las capas muestran base plana o levemente erosiva y techo ondulado (morfología lenticular). En algún caso se amalgaman dando barras de espesores decamétricos y extensión lateral kilométrica. Tienen estratificación cruzada tabular, retoque de «ripples» a techo y con frecuencia se observa la morfología de los «megaripples» y su cara de avalancha.

Facies arenoso-lutíticas

Este grupo de facies heterolíticas tienen una gran variedad en el ámbito del proyecto. Desde alternancias arena-lutita, donde los siliciclásticos finos son minoritarios, hasta una relación # 1 que es la más frecuente.

Se trata de secuencias elementales de orden decimétrico a centimétrico constituidas por areniscas de grano medio, con ejemplos frecuentes de grano grueso e incluso grava fina de composición subarcósica y estructuras «hummocks» y «swales».

En todas las series y observaciones puntuales realizadas, el grupo de facies HCS, en especial las de grano medio y fino, muestran una intensa bioturbación con abundantísima presencia de niveles de «skolithos».

El registro sedimentario de esta serie se inicia con una megasecuencia en la que sus tramos basales son el grupo de facies de los conglomerados, evolucionando en pasos laterales y verticales al grupo de facies de las areniscas, para finalizar en ciclos de facies HCS grano y estrato decrecientes. El conjunto parece configurar un sistema deposicional, que evoluciona desde «fan deltas» que llenan los paleovalles del relieve precámbrico en paso a llanuras de marea y ambientes circunlitorales, y finalizar en plataformas siliciclásticas con dominio de tormentas en ámbitos desde el «shoreface» al «offshore» proximal. En el cuadro general de eventos transgresivos y regresivos propuesto por FORTEY (1984) para el Ordovícico, el conjunto de esta serie podría iniciar su depósito en el Arenig basal a comienzos de la transgresión generalizada que alcanza su máximo al final del Arenig Inferior (PORTERO y DABRIO, 1988).

La edad de la sucesión ordovícica previa a la Cuarcita Armoricana s.str. ha sido muy debatida, y muchos autores refieren el conjunto al Tremadoc s.l. por su infrayacencia con respecto a los materiales del Arenig datado. Sin embargo, hay que considerar que ninguno de los argumentos paleontológicos esgrimidos hasta ahora (icnofósiles y raros lingúlidos) es realmente indica-

tivo del Tremadoc y que, por el contrario, la estratigrafía de eventos, la continuidad sedimentaria y las dataciones radiométricas obtenidas en sucesiones comparables del Macizo Armorícano francés apuntan a que este conjunto previo a la Cuarcita Armoricana podría corresponder ya al Arenig temprano (OLIVE *et al.*, *op. cit.*; SAN JOSÉ *et al.*, *op. cit.*).

2.3.2.2. *Cuarcitas blancas. (Cuarcita armoricana) (11). (Arenig)*

La sedimentación del Ordovícico Inferior prosigue con los depósitos de la Cuarcita Armoricana en aparente conformidad con las series infrayacentes del Arenig basal. Estas facies ubicuas en toda la ZCI, son el principal elemento constructor de los relieves.

Las series realizadas y las observaciones locales permiten establecer que su espesor varía considerablemente desde 120 m medidos en las Sierras de Pela (Hoja de Navalvillar de Pela), a los 150 m en la Sierra de las Chimeneas (Sinclinal de Herrera del Duque). En el sinclinal de Guadalmez varía entre 150 y 200 m, en la parte central, y 70 a 90 m al Este de Castuera.

Sin embargo en casi todos los afloramientos pueden distinguirse tres miembros cuyos espesores están en relación proporcional directa con el de la formación en cada localidad.

El Miembro Inferior está constituido esencialmente por facies arenosas en capas de centimétricas a bancos, con morfología de megadunas y retoque de ola. Su composición es esencialmente de cuarzoarenitas blancas de grano medio, cemento silíceo y muy escasa matriz sericítico-caolinítica en las capas basales. Hay abundantes minerales pesados (circón, rutilo, turmalina, sulfuros, apatito, etc.).

Se estructuran en secuencias granocrecientes («coarsening upward», CUS) y el contexto del miembro es un ciclo de facies, grano y estrato creciente (coarsening and thickening upwards).

El Miembro Intermedio está constituido por facies heterolíticas en las que alternan capas centimétricas a milimétricas de areniscas blancas a grisáceas, y lutitas grises a negras. Las capas de arenisca muestran base plana y techo ondulado (lenticular), laminación de «ripples», capas de avalancha con lámina de lutita, y bioturbación intensa. Los tramos con microbandeado en láminas de arenisca blanca muy fina y lutitas negras junto a lutitas o fangolitas negras con estratificación «linsen» y abundantes «ripples» sumergidos, constituyen el techo de este miembro. Por su constitución litológica su observación es difícil.

El Miembro Superior está constituido, como el Inferior, por facies arenosas. Esencialmente son capas de areniscas de espesor decimétrico, composición cuarzoarenítica, base plana y techo de «ripples» en la base a capas decimétricas o bancos con base plana a débilmente erosiva, cantos blandos y grava fina dispersa, amalgamaciones y retoque de ola a techo. La composición es de subarcosas con porcentajes de feldespato que en algún caso superan el 7%. Son muy abundantes los melanocratos. El cemento es silíceo en general, pero hacia techo aumenta la proporción de cemento ferruginoso (bancos de coloración rosada a rojiza) y la de apatito-colofana. Localmente las capas de techo de este miembro muestran una geometría en cuña con abundantes cantos blandos en su base y techo intensamente bioturbado y ferruginizado.

A grandes rasgos este miembro muestra una estructuración similar al inferior. Constituye un ciclo de facies grano y estrato creciente pero con secuencias «fining upward» intercaladas, sobre todo hacia techo, cosa que no ocurre en el Miembro Inferior.

El conjunto de facies y ciclos de facies descritos configurarían un sistema de depósito en plataforma siliciclástica interna, con barras migrando y dando acumulaciones que en algún caso muestran caracteres de emersión (techo del Miembro Superior) y que podrían configurar un sistema de isla barrera.

El Miembro Intermedio representaría los depósitos de lagoon-llanura de marea asociados a dicha barrera arenosa.

La edad de esta unidad ha sido considerada tradicionalmente como Arenig atendiendo a su posición estratigráfica bajo sucesiones pelíticas muy fosilíferas, y también por el abundante registro paleoicnológico evidenciado en casi todos sus afloramientos (icnofacies de *Cruziana* y *Skolithos*). Las dataciones micropaleontológicas modernas (quitinozoos) han probado que el depósito de la Cuarcita Armoricana no conlleva una diacronía apreciable en todo el SO de Europa, donde la unidad se sitúa siempre en la Biozona de *Eremochitina brevis*, equivalente al Arenig medio (PARIS, et al., 1982).

La edad de esta unidad ha sido considerada tradicionalmente como Arenig atendiendo a su posición estratigráfica bajo sucesiones pelíticas muy fosilíferas, y también por el abundante registro paleoicnológico evidenciado en casi todos sus afloramientos (icnofacies de *Cruziana* y *Skolithos*). Las dataciones micropaleontológicas modernas (quitinozoos) han probado que el depósito de la Cuarcita Armoricana no conlleva una diacronía apreciable en todo el SO de Europa, donde la unidad se ordena siempre en la Biozona de *Eremochitina brevis*, equivalente al Arenig medio (PARIS et al., 1982; PARIS, 1990).

En el ámbito de la Hoja se han identificado diversos icnofósiles, como *Cruziana furcifera* D'ORBIGNY, *C. goldfussi* ROUALT, *Daedalus desglandi* (ROUALT) o *Skolithos* isp., registrados especialmente en la mitad inferior de la Formación (BOUYX, op. cit.; LAURET, 1974; BLANCHÈRE, 1978).

2.3.2.3. Areniscas, cuarcitas y pizarras (12). Capas Pochico. (Arenig superior)

En paraconformidad y paso gradual con la Cuarcita Armoricana se sitúa una serie constituida por una alternancia de cuarcitas, areniscas y lutitas, que han recibido en el ámbito de la ZCI distintas denominaciones: «Capas de Marjaliza», «Capas de Transición» y la más utilizada a nivel bibliográfico, de «Estratos o Capas Pochico» (TAMAIN, op. cit.).

La potencia de esta serie es variable desde los 60 m de la Sierra de Pela, a los 30 m de la Sierra de la Chimenea, en el sinclinal de Herrera del Duque. En esta zona se ha podido constatar que el espesor de los Estratos Pochico está en relación inversa con el de la Cuarcita Armoricana. Cuando esta última tiene un espesor reducido, las Capas Pochico son potentes y viceversa, de tal forma que el conjunto de ambas formaciones constituye un litosoma cuyo espesor es bastante constante en el ámbito del proyecto.

Hacia el Sur y Suroeste la potencia aumenta hasta llegar a un valor entre 100 y 150 m en los sinclinales de Almadén y Guadalmez y no se mantiene la relación de potencias con la Cuarcita Armoricana, tal como sucede en el caso anterior.

Las series realizadas muestran que esta formación está constituida esencialmente por un tipo de facies o grupo de facies, con dos subfacies características.

Facies heterolíticas

Se trata de secuencias similares a las descritas para el Arenig basal. Son secuencias grano decrecientes (FUS) con estructuras internas «hummocks» y «swales», laminación paralela y de «ripples», bioturbación intensa y lutitas con estructuras «linsen». En general, son secuencias PHXM de espesores decimétricos y HXM centimétricos, WALKER *et al.* (*op. cit.*).

Las areniscas son subarcosas y sublitarenitas limo-arcillosas con cemento silíceo o mixto silíceo-fosfatado hacia techo de la formación. Hay abundantes melanocratos, en especial círcón, turmalina, rutilo, sulfuros, materia orgánica, apatito, etc. Se trataría de facies HCS de grano fino, GABALDÓN (*op. cit.*)

La otra subfacies son areniscas cuarcíticas en capas decimétricas amalgamadas, formando cuerpos de espesor métrico a decamétrico. Las superficies de amalgamación están marcadas por láminas de lutitas discontinuas y nódulos con aspecto de cantos blandos con orla ferruginosa. Se trata de secuencias BPH y PHX, WALKER *et al.* (*op. cit.*). Son facies HCS de grano medio-grueso, GABALDÓN (*op. cit.*)

El registro sedimentario de las «Capas Pochico» se estructura de muro a techo con estas secuencias granodecrecientes (FUS), que a su vez se encuadran en un ciclo de facies grano y estrato creciente, cuyo techo es una barra cuarcítica de espesores métricos, y ámbito regional (que sirve como referencia cartográfica para el techo de estos materiales). Normalmente el techo de esta barra está tapizado con nódulos de colofana ferrificada junto a restos de bioclastos fosfatizados. A menor escala este hecho se ha constatado en los techos de la mayoría de las megasecuencias reseñadas.

El sistema de depósito que configuran los ciclos de facies descritos es una plataforma siliciclástica dominada por tormentas, en la que las distintas subfacies se ordenan en función de la profundidad relativa (GABALDÓN, *op. cit.*). Las relaciones de espesor establecidas en el conjunto Cuarcita Armoricana-Estratos Pochico, al menos en parte de la región estudiada, sugieren que el sistema de depósito que se establece en el Miembro Superior de la Cuarcita Armoricana, junto con el descrito para esta formación en conexión directa en estos modelos de plataformas, actúan diacrónicamente en localidades aún muy próximas reciclando los depósitos arenosos del cinturón litoral en área de plataforma interna y «offshore» próximo.

Desde el punto de vista paleontológico, las Alternancias Pochico son muy ricas en icnofósiles (pistas uni y bilobuladas), que abundan especialmente en el célebre corte de la vía férrea al NNE del apeadero de Chillón, mencionado por ALMELA *et al.* (1962) y estudiado en detalle por BOUYX (*op. cit.*) y LAURET (*op. cit.*). Estos últimos autores señalaron la presencia de *Cruziaria*

goldfussi Rouault, *Rusophycus* isp., *Didymaulichnus rouaulti* (LEBESCONTE) y *Arthrophycus allenghanensis* (HARLAN). Sin embargo, esta icnoasociación no aporta precisiones biocronológicas y, por tanto, las Alternancias Pochico son asignables al Arenig s.l. en virtud de su posición estratigráfica infrayacente a una unidad de pizarras en cuya base se registran puntualmente invertebrados fósiles del Arenig terminal.

2.3.3. Ordovícico medio

2.3.3.1. Pizarras grises (13). Areniscas beiges (14). Grupo Navatrasierra. (Llanvir inferior-Llandeilo superior)

Sobre el conjunto anterior esencialmente cuarcítico que construye los relieves morfológicos más importantes del área de estudio se encuentra una sucesión, predominantemente lutítica, cuyos afloramientos son de muy mala calidad al estar en una banda deprimida sobre la que se acumulan los coluviones, a menudo potentes, por lo que sólo en taludes de carretera y algún barranco profundo dan localidades donde pueden tomarse datos parciales de esta sucesión.

El Grupo Navatrasierra comprende diversas unidades, asimilables a las «Capas con Tristání» o «Pizarras con Calymene», un nombre genérico que engloba el conjunto de pizarras y, en menor medida, areniscas fosilíferas que sigue al Ordovícico inferior cuarcítico en la zona Centroibérica, y que tiene una correlación clara con sucesiones similares en todo el SO de Europa.

En la región estudiada, al igual que ocurre en Las Villuercas y el S de los Montes de Toledo, las «Capas con Tristání» son esencialmente pizarrosas (Pizarras de Navatrasierra s.l. de acuerdo con SAN JOSÉ *et al.*, *op. cit.*), pudiendo presentarse divididas en su parte media por una barra o conjunto de barras arenosas que ocasionan un resalte morfológico de cierta continuidad cartográfica (Areniscas de Los Ratos). En este caso, el Grupo Navatrasierra comprendería una unidad pizarrosa inferior (Pizarras de Navatrasierra s. str.= pizarras del Río, pizarras de las Alisedas, pizarras de Calymene inferiores) y otra superior (Pizarras de Navalaceite = pizarras Guindo, pizarras Botella, pizarras de Calymene superiores), separadas por las ya mencionadas Areniscas de Los Ratos, correlacionándose el conjunto con unidades semejantes de Sierra Morena, región de Almadén y Campo de Calatrava, y centro-sur de Portugal, donde las «Capas con Tristání» siempre incluyen una formación cuarcítica intermedia que llega a alcanzar un espesor considerable («Cuarcitas o Alternancias Inferiores», «Alternancias del Chorrillo», «Alternancias de El Caño»: GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1984, 1990; SAN JOSÉ *et al.*, *op. cit.*).

Sobre el banco o barra de cuarzarenitas de grano medio con el que finalizan las «Capas Pochico», hay un tramo de espesor variable, 50 a 70 m, constituido esencialmente por facies lutíticas de color gris oscuro a negro, con sulfuros y nódulos siderolíticos dispersos, en las que progresivamente se intercalan facies arenoso-lutíticas con relaciones arena/lutita ≤ 1 de tipo microbandeado, en paso a secuencias centimétricas o decimétricas, granodecrecientes de tipo HXM y PHXM del grupo de facies HCS de grano fino y medio. WALKER *et al.* (*op. cit.*) y GABALDÓN (*op. cit.*).

En las facies microbandeadas se observa gradación, laminación paralela y cruzada de «rip-ple» y «microeslumpamientos». En el tramo inferior lutítico, en algunos afloramientos, se ha

observado la presencia de capas centimétricas de color más claro, verdoso o blanquecino, con «mud chips» rojizos de aspecto volcanosedimentario.

Cuando el grupo de facies HCS pierde el término M, en tanto que aumentan de espesor y frecuencia las secuencias PHX, llegando a adquirir espesores decimétricos y amalgamarse, configuran cuerpos de espesores métricos con base plana o débilmente erosivos (escasas secuencias BPH) y techo ondulado que, aún cuando se cartografián como horizonte litológico continuo, en detalle son cuerpos macrolenticulares. Es lo que se denomina «Areniscas de los Rasos» y «Alternancias inferiores».

Dentro del Grupo Navatrasierra esta unidad intermedia con predominio arenoso es una constante regional y, cuando alcanza entidad cartografiable, se observa en sus niveles superiores secuencias en las que el término B son bioclastos y cantos blandos orlados y parcialmente fosfatizados, así comoencostramientos y ferrificaciones a techo de las capas.

Sobre estos materiales y en aparente paso gradual o más neto cuando se individualiza el cuerpo arenoso, se tiene una serie constituida por lutitas y fangolitas grises, micáceas y piritosas, en paso a facies arenoso-lutíticas microbandeadas, que serían la representación litológica de las «Pizarras Guindo», «Botella», «Calymene superior», etc. La potencia estimada varía entre 80 a 120 m. Regionalmente en los tramos situados inmediatamente encima de las Areniscas de los Rasos, se sitúan intercalaciones de rocas volcánicas básicas y niveles de nódulos fosfatados. La parcialidad de los afloramientos en esta área no ha permitido constatar tales hechos. Las características litoestratigráficas de esta unidad son prácticamente idénticas a la inferior.

El tránsito litológico con la formación suprayacente es bastante gradual, por lo que el criterio de delimitación cartográfica se sitúa con la aparición en la serie de alternancias decimétricas de areniscas y lutitas con una relación arena/lutita > 1.

Desde el punto de vista bioestratigráfico el Grupo Navatrasierra presenta una gran abundancia de fósiles como trilobites, moluscos, braquíópodos, equinodermos, graptolitos, etc., cuya distribución ha permitido establecer una biozonación muy precisa.

Las facies y asociaciones de facies descritas muestran que las Unidades Inferior y Media del Grupo configuran un ciclo de facies que evoluciona desde facies con afinidad turbidítica depositadas en plataforma externa, por decantación de los fangos transportados por corrientes de «winnowing» causadas por tormentas, a facies HCS de grano fino y por último a facies HCS de grano medio y grueso depositadas en plataforma interna («shoreface») para las «Areniscas de los Rasos».

El conjunto de ambas unidades constituyen un ciclo de facies grano y estrato creciente, constituido por secuencias granodecrecientes y sería encuadrable en una secuencia deposicional de Tipo 2.

La unidad superior reproduce condiciones paleogeográficas y de depósito similares a las descritas para la inferior.

Las Pizarras de *Neseuretus* son muy fosilíferas en toda la región, habiéndose citado más de dos centenares de especies de trilobites, moluscos, braquiópodos, equinodermos, briozoos, graptolitos, etc., así como microfósiles (quitinozoos, acritarcos, ostrácodos, conodontos) y algunos icnofósiles (ver GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, *op. cit.*). Las únicas referencias explícitas a yacimientos paleontológicos en la Hoja de Chillón son los trabajos de ALMELA *et al.* (*op. cit.*), VIDAL y LOZAC'H (1976) y MARTÍNEZ RIUS (1980). En ellos se refiere la presencia de cinco formas de braquiópodos, un trilobite, dos bivalvos, un gasterópodo y dos graptolitos en siete puntos asignados al Llanvirn y Llandeilo.

Los fósiles más antiguos encontrados se sitúan próximos a la base de la unidad pizarrosa al SO de Peñalsordo, en una localidad que contiene *Didymograptus* (*D.*) *cf. artus* ELLES & WOOD, característico del Oretaniense inferior. La asociación más moderna presente en las pizarras se ha detectado pocos metros por encima de la Alternancia Inferior al NE de Guadalmez, y es de edad Dobrotiviense inferior temprano, habiéndose reconocido trilobites [*Neseuretus* (*N.*) *tristani* (BRONGNIART), *Colpocoryphe rouaulti* HENRY, *Phacopidina micheli* (TROMELI), *Crozonaspis* sp.], braquiópodos (*Heterorthina morgatensis* MELOU), ostrácodos (*Quadrirugator marcoi* VANNIER), bivalvos [*Cardiolaria beirensis* (SHARPE), *Praenucula* sp.] y algunos conodontos (*Drepanoistodus?* sp., *Plectodina?* sp.). Los niveles cuarcíticos de la Alternancia Inferior infrayacente contienen también en esta localidad *Heterorthina* sp. y algunos restos de bivalvos y trilobites (phacópidos y calymenáceos).

En su conjunto, y en función de datos bioestratigráficos regionales más completos, el depósito de las Pizarras de *Neseuretus* se inició probablemente en el Arenig terminal y culminó a comienzos del Dobrotiviense superior, por lo que la unidad (incluyendo en su seno la Alternancia Inferior) representa esencialmente el Ordovícico medio (Oretaniense y Dobrotiviense según la terminología cronoestratigráfica mediterránea: SAN JOSÉ *et al.*, *op. cit.*; GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, *op. cit.*).

2.3.3.2. Pizarras y areniscas (15). Areniscas y cuarcitas (cuarc. de Canteras o De la Cierva) (16). (Llandeilo superior)

En el vértice superior derecho de la Hoja, y perteneciente al flanco S del sinclinal de Almadén, aparece sobre el Grupo de Navatrasierra un tramo formado por pizarras y areniscas (15) cuya potencia alcanza en esta zona los 120 m. También se ha localizado dichos niveles sin entidad cartográfica a esta escala, en el sinclinal de Guadalmez.

Se trata de una alternancia de pizarras grises y areniscas grises oscuras en bancos de 5 a 10 cm. de bordes netos en los que aparece estratificación cruzada de surco, «ripples» de corriente y de oscilación y en ocasiones, laminación paralela y estructuras de carga.

Al contrario de lo que ocurría con los afloramientos del Grupo anterior, en general de muy mala calidad y discontinuos, las posibilidades de observación de las areniscas y cuarcitas (16) (Cuarcitas de Canteras o Intermedias) en los relieves paleozoicos del ámbito de la investigación, son óptimas. En las sinformas paleozoicas constituye el segundo resalte morfológico con continuidad lateral, en el que normalmente se tienen dos tramos cuarcíticos de espesor variable a techo y muro y uno intermedio de alternancias con predominio de las areniscas.

El tramo inferior de esta unidad está constituido por secuencias decimétricas o métricas con estructuras «hummock» y «swales» y de tipo PHXM y HXM. En las primeras el término P son acumulos de bioclastos y cantes blandos, a veces ferruginizados y/o fosfatizados. Progresivamente el término lutítico desaparece amalgamándose las capas arenosas y constituyendo la primera barra de las Cuarcitas de Cantera.

Las observaciones realizadas muestran que en general esta barra está constituida por secuencias PH y HX de espesores decimétricos a métricos.

En general se trata de cuarzoarenitas de grano medio a fino con cemento silíceo, escasa matriz serícita y abundantes minerales pesados (circón, rutilo, turmalina, micas, glauconita, apatito, sulfuros, etc.).

La alternancia del tramo intermedio está constituida por secuencias centimétricas a decimétricas de tipo HXM con los términos X y M intensamente bioturbados, y capas amalgamadas BPH y BHX decimétricas con abundantes cantes blandos en su base, a veces ferrificados y parcialmente fosfatizados. Estas secuencias granodecrecientes se estructuran en megasecuencias, grano y estrato crecientes, cuyo techo son las capas amalgamadas BPH descritas que finalizan en «hard-ground» ferralítico, manganesífero y fosfatizado.

El tramo cuarcítico de techo sería el equivalente sedimentario de mayor espesor de esta estructuración secuencial. Se trata pues de una barra con espesor variable constituida por capas decimétricas a bancos de cuarzoarenitas con cemento silíceo y ferruginoso. Las secuencias predominantes son las PHX o BHX.

Como resumen puede establecerse que considerando los tramos transicionales de techo del Grupo Navaltrasierra y los tres miembros descritos en el Grupo Cantera, los sedimentos encuadrados en esta unidad cartográfica son facies heterolíticas del grupo de las «hummocky» de grano medio y medio grueso (GABALDÓN, *op. cit.*), estructuradas en dos ciclos de facies de espesor decamétrico grano y estrato crecientes, depositados en general por encima del nivel de base del oleaje y en situación «regresiva».

De acuerdo con los datos paleontológicos, la Cuarcita Botella (y sus alternancias de base) son enteramente dobrivienses gracias a la presencia en su mitad inferior de una asociación característica de trilobites [*Crozonaspis incerta* (DESLONGCHAMPS), *Iberocoryphe verneuilii* HAMMANN, *Eohomalonotus* sp., *Plaesiacomia oehlerti?* KERFORNE], ostrácodos (*Ulrichia? mayensis* VANNIER), y algunos braquíópodos y bivalvos [*Cardiolaria beirensis* (SHARPE)]. Entre los icnofósiles se registran también *Cruziana almadensis* SEILACHER, *Rusophycus* isp. y *Monocraterion* isp. Los primeros yacimientos encontrados en la unidad, al NO del apeadero de Chillón y S de Capilla, fueron referidos respectivamente por LAURET (*op. cit.*) y VIDAL y LOZAC'H (*op. cit.*).

Aunque tradicionalmente se ha venido considerando que el límite Dobrotiviense/Berouniense (aprox. Llandeilo/Caradoc en un sentido británico tradicional) podría situarse próximo al techo de la Cuarcita Botella, los fósiles encontrados en Cabeza del Buey hacia la base de la siguiente unidad pizarrosa todavía son dobrivienses, con lo que la formación cuarcítica en esta área sería muy probablemente de dicha edad.

2.3.4. Ordovícico superior

Dentro de este grupo se han diferenciado cartográficamente todas las formaciones clásicas en el ámbito de la ZCI meridional: «Pizarras de Cantera o Intermedias», «Alternancias Superiores o Bancos Mixtos», «Caliza Urbana» (no aparece en esta Hoja) y «Pizarras de Muro», (SAN JOSÉ *et al.*, *op. cit.*).

En las series paleozoicas aflorantes en la Zona Centroibérica meridional, en sus sectores septentrionales y occidentales, la discordancia de la base de las «Pelitas con fragmentos» (Hoja de Herrera del Duque) se sitúa sistemáticamente sobre las Pizarras de Cantera en tanto que en sentido Noroeste-Sureste, progresivamente van apareciendo bajo dicha discordancia términos más altos de la serie «Alternancias superiores» o «Bancos Mixtos», «Caliza de Urbana», «Pizarras de Muro», etc., de tal forma que en los sinclinales de Almadén y Guadalmez la serie se observa en conformidad aparente.

El Ordovícico Superior se muestra por tanto como un sistema cuyo depósito experimenta múltiples cambios laterales de facies y grandes variaciones en el espesor de las unidades litoestratigráficas. La presencia de emisiones volcánicas, plutonismo peralcalino y metamorfismo de grado muy bajo en el ámbito regional, así como las características de la discontinuidad estratigráfica del Caradoc, son hechos indicativos de una tectónica progresivamente más activa que compartimenta la paleogeografía a nivel cuencal durante el Ordovícico Superior.

La discontinuidad estratigráfica descrita en el sinclinal de Herrera del Duque (Hojas de Herrera del Duque y Valdecaballeros) ha sido relacionada por diversos autores con procesos de origen glacioeustático, potenciados por movimientos tectónicos (HAFENRICHTER, 1980; ROBARDET, 1981; ROBARDET y DORÉ, 1988).

2.3.4.1. Pizarras grises (*piz. de Cantera o intermedias*) (17). (Caradoc)

Sobre la barra del Miembro Superior de las Cuarcitas de Cantera, y en paso litológico muy rápido, se tiene un tramo de constitución esencialmente lutítica y fangolítico-carbonatada y color gris oscuro a negro denominado Pizarras de Cantera. Dada su litología la observación completa de esta unidad es bastante difícil.

El espesor máximo aflorante no supera los 50 m y su constitución es de pelitas y fangolitas sericítico-caoliníticas, ricas en materia orgánica y sulfuros con nódulos siderolíticos dispersos en cuyo núcleo es normal encontrar resto de fauna o concentraciones polimetálicas. En los tramos basales se observan capas centimétricas de areniscas cuarcíticas blancas o verdosas con «hummocky», gradación, «microeslumpamiento» y laminación de «ripples»; tienen escasa continuidad lateral. A unos metros de la base se localiza un nivel centimétrico lumaquéllico, ferruginoso y nodulado. El techo viene marcado por los materiales heterolíticos denominados «Alternancias Superiores» o «Bancos Mixtos» en tránsito gradual sobre esta unidad.

Por su composición, estructuración y fauna se le atribuye un medio de depósito de plataforma externa, por debajo del nivel de base del oleaje.

La edad de la unidad ha podido ser establecida gracias al hallazgo de diferentes niveles paleontológicos del Caradoc (Soudleyense-Marshbrookienense), conteniendo *Dalmanitina* (D.) cf.

philippoti HENRY, *Crozonaspis dujardini* (ROUAULT), *Iberocoryphe* sp., *Satiellina delgadoi* (VAN NIER), *Svobodaina armoricana* MELOU, *Reuschella* cf. *herreraensis* VILLAS y restos de bivalvos, homalozoos, gasterópodos y briozoos. Ocasionalmente parte de esta asociación aparece concentrada en un nivel lumaquéllico, con cantos blandos y sideríticos, tal vez representativo de la discontinuidad pre-Viniciense reconocida en gran parte de la zona Centroibérica (SAN JOSÉ et al., op. cit.).

2.3.4.2. Cuarcitas, areniscas y pizarras (alternancias superiores) (18). (Caradoc)

A techo de las Pizarras de Canteras se intercalan de forma gradual delgadas capas de areniscas que aumentan en número y espesor a medida que se sube en la serie hasta formar capas de decimétricas a métricas lenticulares y de carácter cuarcítico, con delgadas intercalaciones pelíticas entre ellas.

Esta secuencia negativa se puede repetir dos o tres veces a lo largo de la serie y a todo este conjunto SAUPE (1971) lo denominó Alternancias Superiores. Es equivalente a los Bancos Mixtos descritos por Tamain (op. cit.) en Sierra Morena Oriental.

Las areniscas son de color gris o beige oscuro, micáceas, de grano medio y están bien cimentadas, sobre todo en los bancos de techo de las secuencias. En las delgadas capas de areniscas micáceas de la base de la secuencia aparecen «ripples» y bioturbación y en las capas más potentes de la parte alta, estratificación cruzada. Las pizarras son micáceas, de color verde oscuro a negro.

A techo de las Alternancias Superiores aparece un importante nivel fosilífero formado por areniscas limonitzadas de color pardo que, en ocasiones, son auténticas lumaquelas. Se trata de un nivel muy constante en toda la zona, aunque presenta algunas variaciones de carácter local. Está formado de pizarras y areniscas dolomíticas muy fosilíferas en bancos centimétricos y con frecuencia aparecen bolos de dolomía arenosa de hasta 1 m de diámetro, grises en fractura fresca y pardos por alteración. En algunas localidades aparecen niveles de rocas volcánicas y/o subvolcánicas básicas intercaladas y concordantes con la estratificación. La potencia es del orden de 200-250 m en el sinclinal de Almadén, reduciéndose a 150 -175 m en el sinclinal de Guadalmez.

Los únicos restos paleontológicos reconocidos en esta unidad en el ámbito de la Hoja provienen de niveles próximos al techo de la formación al NNO de Guadalmez. Allí se registra un horizonte con abundantes graptolitos (*Diplograptus vulgatus* PERNER) situado 20 cm. bajo el contacto basal de las Pizarras Chavera, y 12 cm. más abajo, areniscas con cemento calcáreo que suministraron los conodontos *Amorphognathus ordovicicus* BRANSON & MEHL, *Scabbardella altipes* (HENNINGSMOEN) y *Panderodus?* sp. Esta última asociación es característica del Ashgill (Biozona *ordovicicus*), en tanto que los graptolitos permiten precisar que se trata del Ashgill inferior. Con ello, el desarrollo general de la unidad corresponde al Caradoc superior-Ashgill inferior, lo que concuerda con los resultados obtenidos en otras áreas centroibéricas (GUTIÉRREZ MARCO y RÁBANO, 1987; SAN JOSÉ et al., op. cit.; VILLAS, op. cit.).

2.3.4.3. Calizas y dolomías (19). Caliza urbana. (Ashgill)

Fueron definidas por Tamain (*op. cit.*) en Sierra Morena con un espesor de unos 80 m que divide en tres tramos: Caliza Urbana, Costra ferruginosa y Nivel con Heliocronites. Otros autores en la misma zona, distinguen otros tres tramos dentro de esta unidad: Calizas con Braquiópodos, Calizas detríticas y Calizas cristalinas.

Dentro de esta Hoja aparece únicamente, en el sinclinal de Guadalmez, en su parte más oriental, como un nivel calcáreo discontinuo y lenticular, de 3 a 6 m de potencia, que constituye donde aparece, un buen nivel guía, ya que es bien reconocible en el campo para la presencia de pequeñas excavaciones que jalonen su trazado y que fueron explotadas en su tiempo para la obtención de cal.

Se trata de calizas y dolomías detríticas finas de colores grises claros, que en alteración se presentan como pardo-rojizas. Con frecuencia aparece a techo un nivel limonitizado, explotado para beneficio de mineral de hierro, en algunos puntos de Sierra Morena Oriental como es el caso de los existentes en Hoja de Almadén (808) limítrofe por el E de la que nos ocupa.

En los niveles margosos con briozoos que constituyen la base local de la unidad al SE del Cerro Asnarón se han encontrado equinodermos (*Helicocrinites cf. minuta* CHAUVEL, *Cyclocharax paucicrenellatus* LE MENN), además de *Batostoma* sp., *Hallopore* sp., trepostomados indeterminables y restos de braquíópodos. En la misma localidad, LAURET (*op. cit.*) había citado previamente la presencia de *Helicocrinites cf. rouvillei* VON KOENEN y *Nicolella actoniae* (SOWERBY). Todas estas formas son características del Ashgill pre-Hirnantiano en el dominio ibero-armoricano. Tal edad ha quedado confirmada igualmente con el hallazgo de una asociación de conodontos de la Biozona *ordovicicus* presentes en las facies de caliza masiva, identificándose *Amorphognathus ordovicicus* BRANSON & MEHL, *Scabbardella altipes* (HENNINGSMOEN) y *Panderodus gracilis* (BRANSON & MEHL). El índice de color de alteración (CAI) de estos microelementos al SE del Cerro Asnarón varía entre 2 y 3, denotando paleotemperaturas comprendidas entre 60 y 1401 aproximadamente, en ausencia de una alteración hidrotermal importante.

2.3.4.4. Pizarras negras (20). (Ashgill-Llandovery)

Aparecen por encima de las Alternancias Superiores y, localmente, sobre la Caliza Urbana cuando aparece. Fueron definidas por SAUPE (*op. cit.*) y correlacionables con las «Pizarras Castellar» de RICHTER (1967) y con las Pizarras Chavera de TAMAIN (*op. cit.*) de Sierra Morena Oriental.

El contacto con la unidad inferior (Alternancias Superiores/Bancos Mixtos y Caliza Urbana, cuando existe) es concordante aparentemente aunque existe un brusco cambio de facies y un posible hiato sedimentario.

Están formadas por pizarras de colores oscuros gris-negros, que por alteración toman colores violáceos y grises, laminadas con intercalaciones esporádicas de capas centimétricas de areniscas muy micáceas de colores verdosos y grises. En las capas arenosas se observan a veces estructuras de carga que dan «pseudonódulos» y estratificación «linsen» y laminación paralela y cruzada de «ripples» en las capas más continuas. La proporción de arena es siempre muy baja aunque aumenta ligeramente a techo.

La bioturbación es muy rara o inexistente y el contacto con la unidad siguiente es bastante neto y normalmente esta algo tectonizado.

La potencia varía entre 40 y 60 m en el sinclinal de Guadalmez y 100 a 150 m en el sinclinal de Almadén.

La edad de la unidad ha sido establecida como Ashgill terminal (Hirnantiano) en función de su posición estratigráfica y correlación con unidades similares conocidas en el ámbito del SO de Europa, parte de las cuales poseen una nítida influencia glaciomarina (ROBARDET & DORÉ, *op. cit.*; BRENCHLEY *et al.*, 1991) y fueron datadas mediante quitinozoos (PARÍS *et al.*, 1995). En la zona Centroibérica meridional, se han citado en las Pizarras de Muro (= Chavera) diversos horizontes con icnofósiles, así como asociaciones con palinomorfos y raros graptolitos que aportan datos problemáticos e incluso contradictorios. En este sentido, los acritarcos supuestamente silúricos encontrados por HAFENRICHTER (1979) en Corral de Calatrava corresponden en su totalidad a formas de amplia distribución estratigráfica conocidos también en el Ordovícico, advirtiéndose además algunos errores en las identificaciones taxonómicas. Por su parte, la asociación de graptolitos del «Ashgiliense inferior» mencionada en El Centenillo reúne especies del Llandeilo, Caradoc y Ashgill, que para colmo no corresponden a verdaderos graptolitos, sino que consisten en icnofósiles de morfologías variadas (J. C. GUTIÉRREZ MARCO, com. pers. 1995).

2.3.5. Silúrico

Los materiales que afloran son totalmente corresponden a los del sinclinal de Guadalmez, de carácter siliciclástico y con diversas intercalaciones de productos volcánicos y subvolcánicos básico en la parte alta.

2.3.5.1. Cuarcitas blancas (*cuar.* de *Criadero*) (21) (*Llandovery*)

A techo de las Pizarras de Muro aparece dentro de la zona estudiada un nivel de cuarcitas de gran continuidad lateral, que a nivel regional sufre frecuentes variaciones de potencia. Fue definida por ALMELA *et al.* (*op. cit.*) en la región de Almadén. Otro términos equivalentes son Cuarcitas Superiores, de TAMAIN (*op. cit.*), y Formación Gualija, en la zona de las Villuercas (RODRÍGUEZ NÚÑEZ *et al.*, 1989; SARMIENTO *et al.*, 1991).

Cuando la unidad se presenta completa se pueden distinguir dos barras cuarcíticas separadas por una intercalación pelítico-arenosa (SAUPE, 1973, en la región de Almadén). En el sinclinal de Guadalmez se puede hacer una diferenciación similar aunque la potencia total de la formación en esta estructura alcanza 60 a 100 m, frente a los 60 m como máximo que tiene en el sinclinal de Almadén y a los 20 m, también como máximo, del sinclinal de Herrera del Duque.

Los sedimentos que constituyen las barras más competentes son cuarcitas de grano fino, grises a negras, en capas decimétricas, alternando con lutitas y ampelitas gris oscuro a negras.

Las cuarcitas son cuarzoarenitas y ortocuarcitas de grano fino con escasa matriz caolinítica y cemento silíceo, localmente muy ricas en materia orgánica y con presencia de micas, sulfuros, circón, rutilo, turmalina, etc.

Las lutitas y ampelitas negras tienen constitución caolinítico-serícita con abundante materia orgánica y sulfuros dispersos.

Estas facies se ordenan en secuencias grano y estrato crecientes donde sólo en las capas gruesas del techo secuencial se observa laminación paralela y «ripples». A su vez estas secuencias conforman un ciclo de facies grano y estrato creciente en el que el término pelítico de las secuencias a techo queda reducido a una lámina discontinua, que separa capas o bancos de ortocuarcitas gris a negras o bien llegan a desaparecer, amalgamándose las sucesivas capas cuarcíticas. Las pelitas y ampelitas negras intercaladas en esta unidad no han proporcionado fauna datable.

Esta unidad ha sido asignada tradicionalmente al Silúrico basal debido a su posición estratigráfica infrayacente a las pizarras negras con graptolitos del Llandovery superior, a falta de argumentos paleontológicos directos. Los únicos datos aplicables en ese sentido provienen del tramo de cuarcitas negras superiores, que contiene graptolitos del Llandovery inferior (Rhuddaniense) y medio (Aeroniense) en unidades correlacionables del sur de la zona Centroibérica portuguesa (BRENCHLEY *et al.*, *op. cit.*) y Sierra Morena Oriental (GUTIÉRREZ MARCO y PINEDA, 1988), respectivamente. Esto deja abierta la posibilidad de que el límite Ordovícico/Silúrico pueda situarse dentro de la formación, toda vez que la unidad infrayacente representa exclusivamente el Ashgill más superior (SAN JOSÉ *et al.*, *op. cit.*).

2.3.5.2. *Pizarras ampelíticas negras* (22)

Sobre la Cuarcita de Criadero y de forma continua, aparece un potente paquete pelítico-arenoso cuya potencia varía de unos 300 m en el Sinclinal de Almadén, hasta los 500 m aproximados del Sinclinal de Guadalmez.

En la base se sitúa un tramo bastante continuo, de espesor decamétrico, de pizarras ampelíticas negras intensamente laminadas que por alteración dan colores grises azulados y violáceos. Contienen una abundante fauna de monograptidos, además de nódulos de forma discoidal en cuyo interior existen restos fósiles. Hacia la base se encuentran niveles silíceos negros (liditas) con espesor máximo de 2 cm.

Este paquete pizarroso hacia techo se hace más arenoso llegando a intercalar pequeños niveles lentejonares areniscosos, que representan trenes de «ripples» y que forman una verdadera estratificación lenticular.

La unidad contiene una abundante y variada fauna de graptolitos, reconociéndose además en algunos niveles restos de braquiópodos articulados (rhynchonellida) y bivalvos epiplanctónicos, artrópodos pelágicos (filocáridos, eurypterídidos) y náutiloideos ortoconidos (ortocerátidos). Más raramente se observan fragmentos de conuláridos o de cornulítidos. En el ámbito de la Hoja se conocían desde antiguo diversos yacimientos de graptolitos silúricos, citados princi-

palmente por HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1926), ALMELA *et al.*, (*op. cit.*), VIDAL y LOZAC'H (*op. cit.*) o MARTÍNEZ RIUS (*op. cit.*). A lo largo del estudio cartográfico hemos podido relocatear la mayoría de los puntos descritos por estos autores, obteniéndose tras su estudio una visión general del desarrollo estratigráfico de la sucesión.

Las asociaciones paleontológicas más antiguas proceden de la misma base de la unidad, concretamente de los primeros niveles de ampelitas que se apoyan sobre la Cuarcita de Criadero. Estos contienen abundantes formas características de la Biozona *linnaei*, concretamente de su parte media (Sub-biozona *palmeus*) y superior (Sub-biozona *hispanicus*). El horizonte más antiguo contiene *Spirograptus guerichi* LOYDELL, STORCH y MERGL, *Petalograptus palmeus* BARRANDE, P. cf. *elongatus* BOUCEK y PRIBYL, *Metaclimacograptus* sp.1, *Stimulograptus halli* (BARRANDE), *Monograptus marri* PERNER y *Pristiograptus variabilis* (PERNER); en tanto que la Sub-biozona *hispanicus* aparece caracterizada por la asociación de *Petalograptus hispanicus* HABERFELNER, *Pristiograptus bjerringus* (BJERRESKOV), *Pristiograptus variabilis* (PERNER), *Torquigograptus planus* (BARRANDE) y *Metaclimacograptus* sp.1. Estos graptolitos aparecen siempre en la base de la sucesión ampelítica también en diversas localidades surcentroibéricas, indicando una estrecha correlación para el final del depósito de las Cuarcitas de Criadero y sus unidades equivalentes. La Biozona *linnaei* marca el inicio del Telychiense (Llandovery superior), y por lo tanto las menciones de graptolitos del Aeroniense (Llandovery medio) en las pizarras negras, en ocasiones «mezclados» con especies del Telychiense (ALMELA *et al.*, *op. cit.*; SAUPE, *op. cit.*) necesitan una revisión profunda y son muy improbables, a menos de que procedan de niveles de pizarras negras intercalados en la cuarcita infrayacente. Uno de tales puntos, situado dentro de la Hoja y asignado a la Biozona *segwickii* (ALMELA *et al.*, 1962, loc. 9), contiene en realidad graptolitos del Ordovícico medio, como fue comprobado también por VIDAL y LOZAC'H (*op. cit.*).

El estudio bioestratigráfico regional muestra un desarrollo completo del Telychiense entre las Biozonas *linnaei* y *spiralis*, gracias al registro sucesivo en las ampelitas de formas características y abundantes como *Torquigograptus* cf. *tullbergi* (BOUCEK), *Monoclimacis griestoniensis* (NICOL) y *Oktavites spiralis* (GEINITZ), acompañados en los niveles inferiores por algunos diplográptidos como *Paraclimacograptus innotatus brasiliensis* (RUEDEMANN), *Petalograptus giganteus* BOUCEK y PRIBYL, o bien por *Torquigograptus* cf. *contortus* (PERNER). En las biozonas superiores son comunes los retiolítidos (*Retiolites geinitzianus angustidens* ELLES y WOOD), así como los monográptidos de tecas ganchudas [*Monograptus parapriodon* (BOUCEK), *M. priodon* (BRONN)]. Estos últimos a veces conservan su relieve original en el seno de nódulos descalcificados que abundan especialmente en la Biozona *spiralis*, y que contienen además restos de bivalvos, filocáridos y eurypterídos.

El espesor total de las pizarras negras del Llandovery superior oscila entre 25 y 40 m, y por encima de ellas la sucesión prosigue con 50-75 m de pizarras grises y micáceas que contienen de forma esporádica graptolitos del Wenlock inferior (Sheinwoodiense) a Wenlock superior temprano (Homeriense basal). La última edad indicada corresponde a los graptolitos más modernos registrados dentro de la Hoja, equivalentes a la Biozona *lundgreni* caracterizada por la presencia de *Cyrtograptus lundgreni* TÖRNQUIST, *Monograptus flemingii* (SALTER), *Monoclimacis flumendosae* (GORTANI) y *Pristiograptus* sp. Esta asociación se sitúa muy cerca del techo de la sucesión pelítica, a escasos metros por debajo de las alternancias arenosas que dominan en el resto del Silúrico superior y Devónico temprano.

La datación bioestratigráfica del techo de las pizarras con graptolitos invalida el hecho generalmente admitido de que la sedimentación arcillosa silúrica continúa por lo menos hasta el Ludlow inferior en el conjunto de la región de Almadén. La revisión del único yacimiento atribuido al Ludlow dentro de la Hoja (ALMELA et al., op. cit.) muestra que en realidad pertenece al Telychiense basal.

2.3.5.3. *Tobas ácidas (23) y tobas volcánicas básicas (24). (Llandovery-Ludlowiense)*

A lo largo de toda la serie pizarrosa descrita se intercalan pequeños lentejones de rocas piroclásticas de carácter básico (24), llegando en algunos sectores a ser bastante abundante como en el Sinclinal de Almadén, en donde fue definida por SAUPE (op. cit.) como «Alternancia vulcano-sedimentaria».

Por otra parte, en el Sinclinal de Guadalmez, al NE de la localidad de igual nombre, aparece intercalada dentro de la serie pizarrosa ampelítica, una toba de carácter ácido (23) que según Ríos y ORCHE (1975) y debido a su forma circular sugiere representar una chimenea volcánica que debido a la erosión aparece ampliamente. Está constituida por fragmentos de cuarzo, cuarcitas, areniscas, pizarras y «chert» silíceo, en una matriz criptocristalina de sílice, material sericítico arcilloso y opacos.

2.3.5.4. *Cuarcitas ferruginosas (25). Areniscas y pizarras negras (26).*

Grupo Cerro Escudero y fm. Valdenmedio. (Llandovery-Lochkoviense)

En concordancia aparente con las pizarras ampelíticas negras (22) ya descritas, se localizan con carácter lentejonar, unas cuarcitas ferruginosas (25) bien estratificadas en niveles irregulares que no superan los 0,6 m y con un espesor máximo de 35 m.

Sobre esta última unidad, o bien sobre las pizarras ampelíticas, se tiene una potente y monótona sucesión constituida por alternancias milimétricas a decimétricas de pizarras negras a grisetas y areniscas cuarcíticas, que intercalan capas de constitución volcanoclástica o rocas básicas muy alteradas a la que se ha denominado en sectores próximos Formación Guadarranque.

En Herrera del Duque, PARDO ALONSO y GARCÍA-ALCALDE (op. cit.) distinguen dos unidades de distinta entidad en este tramo: El Grupo Cerro Escudero (con las Cuarcitas de Doradillo en el techo de la unidad), y la Fm. Valdenmedio, y que en esta zona son indistinguibles.

Estas facies heterolíticas muestran una evolución desde cuarzoarenitas y ortocuarcitas de grano muy fino sin estructuras visibles o laminación paralela en los tramos basales en paso a secuencias centimétricas gradadas de tipo Td^e y Tc^e (Facies D de M&R, 1975). La serie continua con tramos constituidos por secuencias HXM de grano medio en alternancia con las secuencias de afinidad turbidítica mencionadas con anterioridad.

Estas secuencias granodecrecientes se estructuran en ciclos de facies grano y estratocrecientes, de tal forma que en los tramos de techo desaparecen las secuencias de afinidad turbidítica y paulatinamente se adelgaza y desaparece el término M de las facies HCS amalgamán-
do.

se las capas y constituyendo barras con espesores métricos y extensión lateral hectométrica. La constitución de estas barras ya es algo diferente; se trata de subarcosas a sublitenitas de grano medio con cemento silíceo y ferruginoso. La presencia de cantos blandos parcialmente fosfatizados y ferrificados es progresivamente más abundante hasta formar niveles de nódulos en las barras de techo.

El sistema de depósito del Grupo Cerro Escudero muestra una evolución desde facies de plataforma externa con fondo anóxico y situadas bajo el nivel de base del oleaje de tormentas, donde se depositan las ampelitas y las facies de afinidad turbidítica a medios de plataforma dominada por tormentas desde el «offshore» proximal al «shoreface» en los tramos de techo.

La unidad potente de alternancias que sobreyace a las ampelitas (Fm. Guadarranque según RODRÍGUEZ NÚÑEZ *et al.*, *op. cit.*; Grupo Cerro Escudero y Formación Valdenmedio según PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE, *op. cit.*, en prensa) no ha proporcionado hasta la fecha restos fósiles determinables o con algún valor bioestratigráfico, salvo los niveles del tercio superior de la unidad.

Así, en el sinclinal de Herera del Duque, PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE (*op. cit.*) citan la presencia de trilobites homalonótidos, concretamente la especie *Trimerus cf. acuminatus* (TROMELIN & LEBESCONTE) del Lochkoviense (Biozona de *Monograptus hercicus*), dentro de la Cuancita del Doradillo; en la Hoja de Valdecaballeros (n.º 732), que incluye la terminación occidental del citado sinclinal, dichos trilobites aparecen, junto a otros invertebrados fósiles, en los niveles basales de la cuarcita, en transición ya a las capas inferiores.

Así pues, la Cuarcita del Doradillo tendría una edad Lochkoviense, aunque por debajo deben estar representados todavía niveles lochkovienses más antiguos (Biozonas de *Monograptus uniformis* y *M. praehercynicus*) dentro de la unidad infrayacente, con la que guarda aparente continuidad estratigráfica.

Por encima de la cuarcita, también en Herrera, PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE (*op. cit.*) distinguen otra unidad, la Fm. Valdenmedio, que hasta el momento no ha proporcionado datos bioestratigráficos directos, pero su edad debe ser Lochkoviense todavía, toda vez que la unidad suprayacente (Fm. Risquillo) contiene aún elementos de esta edad en su base.

En consecuencia, el depósito de esta última tuvo lugar durante un lapso de tiempo considerable que abarcaría el Wenlock superior (Homeriense), la totalidad del Ludlow y el Prídoli, y con seguridad parte del Devónico basal (Lochkoviense). Ello, unido a las facies sedimentarias, hace probable la existencia en el seno de la unidad de hiatos o lagunas en número, amplitud o extensión difícil de valorar a falta de argumentos paleontológicos.

2.3.6. Devónico inferior

Esta representado en la esquina NE, zona central y en la esquina suroccidental de la Hoja, perteneciendo respectivamente a los Sinclinales de Almadén, Guadalmez y a prolongación occidental del flanco Norte del Sinclinorio de Pedroches. Por el Sur el contacto con el Carbonífero es mediante una gran fractura que va eliminando serie de E a O.

2.3.6.1. Cuarcitas (27). Formación Risquillo. (Devónico inferior-Lochkoviense-Pragiense superior)

Sus afloramientos se localizan en las tres estructuras de la Hoja y ocasiona el cuarto escarpe cuarcítico de la serie paleozoica en la estructura. Tiene su prolongación occidental del mismo nivel en la vecina Hoja de Cabeza del Buey y se le ha denominado Formación Risquillo (PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE *op. cit.*).

Esta barra cuarcítica ha recibido distintas denominaciones: «Cuarcita basal», «Cuarcita de base del Devónico» (ALMELA *et al.*, *op. cit.*), «Cuarcita de Risquillo» (PUSCHMANN, 1970); para algunos autores sería también la denominada «Cuarcita de las Cuevas» del sinclinal de Almadén, y es correlacionable con la parte basal de los «Estratos de San Pablo» de Sierra Morena oriental. Como se describía con anterioridad dada la evolución de facies litológicas y su estructuración en un ciclo de facies grano y estrato creciente, estas barras cuarcíticas tienen una validez cartográfica y cronoestratigráfica local, aunque el problema no alcance la entidad del desarrollado en el tránsito Ordovícico-Silúrico.

La «Cuarcita de Risquillo» tiene un espesor promedio de 25 m y son cuarzoarenitas y subarcosas de grano medio con cemento silíceo y ferruginoso. Tiene abundantes melanocratos (sulfuros, apatito, colofona, circón, rutilo, glauconita, etc.) dispersos y acumulados en láminas.

Las facies arenosas de esta unidad tienen una estructuración idéntica a la ya descrita para las barras del grupo. Son secuencias BPHX y BHX. El término B son acúmulos de cantos blandos fosfatizados y con orla ferruginosa o bioclastos en diverso estado de conservación. Hay bancos métricos hacia techo de la unidad con estratificación cruzada tabular y «ripples» a techo de los bancos.

En el sistema de depósito del grupo esta barra representaría los depósitos del «shoreface» proximal y «foreshore» en la plataforma dominada por tormentas.

En el sinclinal de Guadalmez, en los niveles basales de la Cuarcita de Risquillo, PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE (1984b) citaron la presencia de braquiópodos atribuidos con dudas al género *Microsphaeridiorhynchus*, datando, con ciertas reservas la base de esta unidad como Gediniense (en sentido actual, Lochkoviense).

En el techo no se han encontrado fósiles en el ámbito de la Hoja, pero en el sinclinal de Almadén, dentro de la Hoja del mismo nombre, estos mismos autores encontraron una asociación de braquiópodos (*Brachispirifer* gr. *crassicosta*, *Meganteris* sp., *Mutationella* sp., *Mesoleptostrophia explanata*) que dataron como Siegeniense Superior (en sentido actual, esencialmente Pragiense Superior)-Emsiense Inferior.

En el sinclinal de Herrera del Duque, PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE (*op. cit.*) indican la presencia, también en el techo de la unidad, de braquiópodos fósiles con afinidades pragienses y otros emsienses; por otro lado, los mismos autores señalan que todavía aparecen conodontos pragienses en la parte inferior de la siguiente unidad (CALVO 1993). Así pues, la edad de esta formación sería Lochkoviense en la base, y Pragiense Superior, en el techo.

2.3.6.2. Rocas piroclásticas ácidas (28), areniscas y pizarras (29). (Formación Herrera) y cuarcita ferruginosa (30). (Pragiense superior?-Emsiense)

Sobre la barra de cuarcitas blancas, «Cuarcita de Risquillo», la serie continua con una alternancia de lutitas gris verdosas y areniscas cuarcíticas (29), de color marrón a grisáceo en capas de centimétricas a decimétricas, en las que no se ha encontrado fauna clasificable pero que, dada su posición estratigráfica y correlación cartográfica regional, se correspondería con los materiales de la Formación Herrera (sensu PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE, *op. cit.*) del Devónico Inferior.

El espesor máximo medido para esta formación es de 150 m en la Hoja de Navalvillar de Pela (755) (sinclinal de Herrera del Duque) y de 190 m en el corte de la carretera de Cabeza del Buey a Córdoba (flanco Norte del sinclinal de Los Pedroches).

En este corte, en la parte alta de este tramo, aflora un «sill» de rocas piroclásticas ácidas (28) de unos 60 m de potencia. También, en la parte media del tramo de areniscas y pizarras, se intercala un paquete cuarcítico constituido por cuarcitas ferruginosas (30) de forma lenticular, en bancos de 5 a 15 cm. en los que aparece estratificación cruzada en surco y huellas de carga.

En la Hoja de Navalvillar de Pela, en el borde del embalse de García Sola, pueden distinguirse dos tramos o miembros. El inferior en facies heterolíticas con predominio de lutitas gris verdosas en las que se intercalan láminas y capas milimétricas a centimétricas de areniscas grises a amarillentas con laminación paralela o lenticular (Alinsen») en paso gradual al Tramo Superior constituido por secuencias HXM y PHM (WALKER *et al.*, *op. cit.*). Serían facies del grupo «hummocky» (HCS) de grano medio y fino (GABALDÓN, *op. cit.*). Hacia techo las capas se amalgaman perdiendo el término M y constituyendo un ciclo de facies grano y estrato creciente, aunque dado lo parcial de las observaciones esta conclusión debe entenderse dentro del contexto local.

Son pues sedimentos depositados en una plataforma dominada por tormentas que muestran una evolución desde facies de plataforma externa en los tramos basales a facies de «offshore» interno y «shoreface» en los tramos de techo.

Esta unidad tampoco ha proporcionado fósiles en el ámbito de la Hoja, por lo que la datación se basa en los hallazgos de zonas próximas. En Herrera del Duque, donde la sucesión es muy fosilífera, se ha datado en base a conodontos (CALVO, *op. cit.*) y braquiópodos (PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE, *op. cit.* in litt.). La parte inferior, sería todavía Praguiense Superior, mientras que la parte media (Calizas del Molino de la Dehesa) y superior, corresponderían ya al Emsiense, de acuerdo con la presencia de *Euryspirifer pellicoi*, *Arduspirifer arduennensis* ssp., *Plebejochonetes cf. collensis*, y el conodonto *Latericriodus* sp.

La datación más joven dentro de este conjunto corresponde al Emsiense Superior terminal, en base al hallazgo de *Arduspirifer* gr. *mosellanus*, en el sinclinal de Herrera del Duque (PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE, *op. cit.*)

De todos modos, dado que no se ha podido datar la unidad en la zona directamente, no se puede asegurar esta amplitud de edades en el ámbito de la Hoja.

2.3.7. Devónico superior

Por encima del Devónico inferior las primeras cuarcitas que aparecen tienen una fauna de edad Frasniente existiendo una laguna en el Devónico Medio, ya descrita por PUSCHMANN (*op. cit.*) en el sinclinal de Herrera del Duque y por VERGES (1980) y PARDO ALONSO (1983) y PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE (*op. cit.*) en los sinclinales de Almadén y Guadalmez.

El Devónico Superior, al contrario de lo que ocurre con el Devónico Inferior, mantiene sensibles diferencias de unos sectores a otros.

Así tenemos que el Frasniente del sinclinal de Almadén aparece constituido por dos conjuntos litológicos que aunque continuos, son diferentes. Se trata de un Conjunto Inferior Detritico, formado por una secuencia de cuarcitas, areniscas y pizarras con algún que otro nivel tobáceo intercalado y sobre el cual aparece un potente Conjunto Superior Volcano-Sedimentario constituido por tobas y brechas volcánicas exclusivamente.

El Devónico superior en este sector del sinclinal de Almadén mantiene una potencia que varia de unos 570 m en el flanco Norte a unos 650 m en el flanco Sur.

En el sinclinal de Guadalmez, en cambio, el Devónico superior aparece como un potente y continuo paquete detritico que llega a alcanzar el Fameniente en el núcleo de este sinclinal y en donde las tobas ácidas aparecen localmente y con poca continuidad lateral.

La potencia del Devónico superior en el sinclinal de Guadalmez oscila alrededor de los 330 m.

2.3.7.1. Devónico superior del sinclinal de Almadón (flanco N)

2.3.7.1.1. Cuarcitas (Fm. Abulagar) (31) y areniscas y pizarras (Mb. Inferior de la Fm. Valmayor) (32). (Frasniense Inferior)

Comienza el Devónico superior en este flanco del sinclinal, con un paquete de cuarcitas blancas y crema (Cuarcita de base del Frasniente, Fm. Abulagar: PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE, *op. cit.*) (31), normalmente muy ferruginosas por alteración, que aparece en bancos de 10 a 15 cm entre las que se intercalan niveles finos de pizarras amarillo-rojizas, en los bancos cuarcíticos aparece estratificación cruzada de surco y huellas de carga. La potencia varía de 30 a 40 m.

Por encima del paquete anterior aparece un tramo detritico constituido por una alternancia (Alternancia Intermedia: Mb. Inferior de la Fm. Valmayor) de pizarras amarillentas, areniscas beige y cuarcitas ferruginosas (32), de unos 100 m de potencia, que aparece en bancos de 5 a 10 cm lentejonares en las que se aprecian «ripples» de corriente y trenes de «ripples». Aparece muy bioturbado.

A lo largo de todo este conjunto detritico aparece intercalados, de forma lenticular y con poca continuidad lateral, niveles de rocas piroclásticas ácidas semejantes a los encontrados en el Devónico Inferior.

En el sinclinal de Almadén y en el de Guadalmez, la base de la unidad cuarcítica contiene bivalvos de gran talla, habiéndose identificado las especies *Phestia? acuta* (MÜLLER), *Leptodesma*

almadenensis MÜLLER, *Myophoria rotunda* MÜLLER, *Cypocardella oblonga* MÜLLER, «*Avicula*» *hispanica* MÜLLER, *Ctenodonta?* sp.; autores anteriores (MÜLLER, 1929; PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE, 1984b) citaron además *Lyriopecten gilsoni* (MAILLIEUX) y *Nuculites planiforma* (MÜLLER); corresponden a la Cenozona de Bivalvos, de PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE (*op. cit.*); según MÜLLER (*op. cit.*) y PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE (*op. cit.*), la edad de esta asociación sería Frasnicense basal, aunque con la reciente redefinición del límite Givetense-Frasnicense, pueden corresponder todavía al Givetense Superior. En la parte media media y alta se han encontrado muy abundantes braquiópodos fósiles, especialmente las especies *Cyphoterorhynchus marianus* (VERNEUIL & BARRANDE), *Cyphoterorhynchus domenechae* PARDO Y GARCÍA ALCALDE, *Cyrtospirifer? archiaci* MURCHISON y *Apousiella cf. dorlodoti* (RIGAUX), en los tres sinclinales representados en la Hoja; corresponde a la Biozona *Cyphoterorhynchus* de PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE (*op. cit.*), cuya edad máxima quedaría comprendida dentro del Frasnicense Inferior, equivaliendo a la Cronozona de conodontos -*asymmetricus* inferior, de acuerdo con los mismos autores.

Constituye un excelente nivel guía en la región ya descrito por autores como ALMELA *et al.*, (*op. cit.*) y VERGES (*op. cit.*).

2.3.7.1.2. Cuarcitas y areniscas (Mb. Puerto del Ciervo) (33) y areniscas y pizarras (Mb. superior de la Fm. Valmayor) (34). (Frasnicense)

Por encima del tramo anteriormente descrito aparece un paquete cuarcítico (Cuarcitas intermedias: Mb. Puerto del Ciervo de la Fm. Valmayor, PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE, *op. cit.*), de unos 30 m de potencia, constituido por una alternancia de cuarcitas grises y areniscas beige (33), entre las cuales se intercalan finos niveles pizarrosos grises. Se observa estratificación cruzada de surco, «*ripples*» de corriente y fuerte bioturbación.

Por encima del paquete cuarcítico anterior aparece un tramo alternante (Alternancia Superior, Mb. Superior de la Fm. Valmayor, PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE, *op. cit.*), de areniscas beige y pizarras grises (34), en bancos de 3 a 8 cm con «*ripples*» de corriente y trenes de «*ripples*» de corriente. Todo este tramo tiene una potencia de 100 a 130 m.

Todo el conjunto descrito para el Devónico superior en el flanco Norte del sinclinal de Almadén tiene una gran continuidad lateral.

La unidad de cuarcitas y pizarras (Mb. Puerto del Ciervo) contiene braquiópodos, entre los que se han identificado *Apousiella almadenensis* PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE *Apousiella cf. dorlodoti* (RIGAUX), *Douvillina delta* PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE, *Ripidiorhynchus cf. ferquensis* (GOSSELET), *Eoschuchertella devonica* (ORBIGNY). Esta asociación corresponde a la Biozona Almadenensis de PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE (*op. cit.*), cuyo alcance temporal máximo quedaría comprendida, dentro del Frasnicense, en la Cronozona de -*asymmetricus* media, de acuerdo con los mismos autores.

En dos localidades se han encontrado además *Eoschuchertella cf. jordani* GARCÍA ALCALDE y *Douvillinooides? alvarezi* PARDO Y GARCÍA ALCALDE, que corresponden a la biozona Alvarezi-Jordani, de PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE (*op. cit.*), situada inmediatamente por debajo de la anterior, y de una edad máxima comprendida entre las Cronozonas inferior y media de -*asymmetricus*.

En cuanto a los niveles superiores de areniscas y pizarras (Mb. Superior de la Fm. Valmayor), en la vecina Hoja de Almadén, y en los equivalentes de este tramo en los sinclinales de Guardalmez y Pedroches, este tramo contiene braquíópodos que corresponden a la Biozona Mueilleri, de PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE (*op. cit.*), de edad Frasnienense, comprendida entre las Cronozonas media y superior de *-asymmetricus*.

2.3.7.2. *Devónico superior del sinclinal de Almadén (flanco S)*

2.3.7.2.1. Calizas (35), piroclastos (36) y areniscas, cuarcitas y pizarras (37). (*Givetienense superior?*-Frasnienense inferior)

Por encima del paquete de pizarras verdes descrito como Devónico Inferior se sitúa un nivel lentejonal de unos 40 a 50 m de materiales volcánicos (36), constituido por tobas y lavas, y que corresponden a los denominados «Tuf rouge» de BLANCHERE (*op. cit.*) y que sustituyen localmente a las cuarcitas de la Fm. Abulagar.

Por encima del tramo anterior aparece un paquete detrítico (Mb. Inferior de la Fm. Valmayor) constituido por una alternancia de areniscas grises y pizarras grises claras (37), que aparecen alteradas con colores amarillentos rojizos, afloran en bancos de 5 a 10 cm en donde hay «ripples» de corriente y laminación paralela, y cuyos muros son netos y los techos sinuosos. La potencia de este tramo es de unos 40 a 50 m. Intercalados entre las pizarras, se localizan lentejones y pequeños niveles de calizas (35), de centimétricos a decimétricos con poca continuidad lateral, de colores grisaceos y por lo general muy recristalizadas.

En la vecina Hoja de Almadén, este tramo contiene braquíópodos fósiles, citados por PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE (*op. cit.*), que corresponden a la Biozona Cyphoterorhynchus, del Frasnienense Inferior; no se descarta, al igual que ocurre con sus equivalentes del flanco norte, que estuviera representado también el Givetienense Superior.

2.3.7.2.2. Cuarcitas grises (Mb. Puerto del Ciervo de la Fm. Valmayor) (38) y pizarras, areniscas y calizas (Mb. superior de la Fm. Valmayor) (39). (Frasnienense)

Por encima del tramo anteriormente descrito aparece un paquete cuarcítico (38), de unos 30 m (cuarcita Intermedia: Mb. Puerto del Ciervo) constituidas por cuarcitas grises y areniscas beiges en bancos de 10 a 15 cm separados por finos niveles de pizarras grises claras, y que aparece de forma lentejonal a lo largo de todo el flanco. En ellas aparece estratificación cruzada de surco.

El contenido fosilífero es el mismo que el descrito para su equivalente del flanco norte, con fósiles característicos de la Biozona de Almadenensis.

Por encima del paquete anterior aparece un tramo detrítico de unos 70 a 80 m (Alternancias Superiores) constituido por una alternancia de areniscas beiges, calizas grises y pizarras claras (39), en bancos finos de 3 a 6 cm que son trenes de «ripples». En ellos aparece material volcánico intercalado en algunos niveles.

En la vecina Hoja de Almadén, y en los equivalentes de este tramo en los sinclinales de Guadalmez y Pedroches, este tramo contiene braquiópodos que corresponden a la Biozona Mueilleri, de PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE (*op. cit.*), de edad Frasniente, comprendida entre las Cronozonas media y superior de *-asymmetricus*.

2.3.7.2.3. Tobas y brechas volcánicas (40) y pizarras y areniscas (41). (Frasniente superior)

El Conjunto Superior Volcánico, está constituido únicamente por materiales volcano-sedimentarios. Este conjunto detrítico es prácticamente idéntico en ambos flancos del sinclinal de Almadén.

La potencia de este conjunto varia de un flanco a otro, oscilando entre los 270 m del flanco Norte a los 370 m en el flanco Sur.

Por encima del Conjunto Inferior Detrítico que ha sido descrito anteriormente y que aparece en los dos flancos del sinclinal, se pasa de forma continua a un potente paquete de material volcano-sedimentario en el que alternan tobas, brechas volcánicas y lavas (40), procedentes del desmantelamiento de conos volcánicos anteriores, alguno de los cuales se conserva como el conocido con el nombre de «chimenea de Chillón» (VERGES, *op. cit.*), situado al sur del pueblo de Chillón y que aparece cortando toda la serie a partir del techo de las Pizarras Silúricas. En el flanco Sur en la base del tramo descrito y al Este del pueblo de Chillón aparece un paquete lentejonar de poca continuidad lateral, de unos 40 a 60 m constituido por una alternancia de grauwacas grises y pizarras claras (41) (Alternancia Intercalada) y que según VERGES (*op. cit.*) se trata de material volcánico removilizado.

A lo largo del conjunto anteriormente descrito aparecen atravesándolo «sills» y diques de rocas subvolcánicas básicas de textura diabásica.

En capas pelíticas, incluidas en los niveles volálicos basales de este tramo, PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE (*op. cit.*) encuentran, en la vecina Hoja de Almadén, braquiópodos de la biozona Muelleri, del Frasniente. En la parte más alta de la unidad, los mismos autores citan, en calizas incluidas entre los materiales volcánicos (yacimiento V-449), conodontos del Frasniente Superior, concretamente del techo de la Cronozona de conodontos *-gigas*. Es la edad más alta constatada dentro de este complejo vulcano sedimentario.

2.3.7.3. Devónico superior del sinclinal de Guadalmez

Aparece concordante sobre el Devónico Inferior, ya que en este sinclinal también existe la laguna estratigráfica descrita por PUSCHMANN (*op. cit.*) para el Devónico Medio.

En este sinclinal el Devónico aparece en dos sectores distintos pero que mantienen prácticamente una litología similar.

Por un lado tenemos el núcleo del sinclinal de Guadalmez, en donde el Devónico superior comienza con la «cuarcita de base» del Frasniente (Fm. Cuarcitas de Abulagar idéntico a la del

flanco Norte del Sinclinal de Almadén, y que continúa sin interrupciones hasta el Fameniense, con una serie de pequeñas secuencias regresivas que culminan en una barra cuarcítica progradante.

Por otro lado tenemos el Devónico en el contacto con el «Culm» de los Pedroches (flanco Norte del sinclinal de Los Pedroches), representado en la esquina SO de la Hoja, cuya potencia y litología es similar a la del núcleo, con la excepción de que en este sector no se ha detectado la presencia segura de Fameniense, probablemente debido a que el contacto Devónico-Carbonífero aparece fuertemente tectonizado. Este Devónico es similar y correlacionable al descrito en las Hojas de Hinojosa del Duque (833) , San Benito (834) y Cabeza del Buey (806).

2.3.7.3.1. Cuarcita (42). (¿Givetiano superior?-Frasniense inferior)

Por encima inmediatamente de las «Alternancias Inferiores » del Devónico inferior (Formación Herrera de la Hoja de Chillón; PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE, *op. cit.*; y Formación Valdenmedio del sinclinal de Herrera del Duque; MATAS *et al.*, *in litt.*) aparece un paquete cuarcítico de unos 25 a 30 m (Cuarcita de base del Frasniense) bastante continuo y constituye un excelente nivel guía dentro del área (Formación Abulagar, PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE, *op. cit.*). Está formado por una alternancia de cuarcitas blancas y areniscas crema muy ferruginosas e intensamente bioturbadas, en bancos de 10 a 15 cm. hasta 1,5 m entre las cuales se intercalan niveles finos de pizarras grises; en ellos aparece estratificación cruzada y laminación paralela. En los niveles areniscosos se aprecian huellas de carga.

Localmente (corte de la carretera de Cabeza del Buey a Belalcazar) en la base del Devónico superior datado aparecen microconglomerados y conglomerados con cantos arenosos, cuarcíticos, pelíticos y de feldespato de esfericidad y redondeamiento muy variables asociados a niveles pelíticos con restos vegetales carbonosos (PARDO, *op. cit.*).

En esta unidad se han encontrado las mismas faunas fósiles citadas anteriormente en el flanco norte del sinclinal de Almadén, estando representadas las biozonas de Bivalvos y Cyphoterrorthynchus. Además, en una localidad del sector occidental del sinclinal de Guadalmez, se ha identificado el braquiópodo *Eodmitria supradisjuncta boloniensis* BRICE, que permite una asignación al Frasniense Inferior (F2a), Cronozona de *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba*.

2.3.7.3.2. Areniscas y pizarras (43) y cuarcitas ferruginosa (44). (Frasniense)

Por encima del paquete cuarcítico anteriormente descrito aparece una alternancia (Alternancia Intermedia) de unos 100 a 150 m de potencia, constituida por areniscas grises y crema algo ferruginosas con pizarras grises micáceas en bancos de 5 a 10 cm. e incluso hasta 15 cm, bastante lentejonares en los que aparece «ripples» de corriente y trenes de «ripples» en los bancos más pequeños (Formación Valmayor y Miembro Puerto del Ciervo, PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE, *op. cit.*).

Dentro de este tramo, aparece un paquete cuarcítico ferruginoso (44), de unos 10 a 15 m, que aparece de forma lentejonar y con poca continuidad lateral. Se trata de una alternancia

de cuarcitas crema y areniscas claras en bancos de 10 a 20 cm. hasta 1 m en los que aparece estratificación cruzada de surco y laminación paralela, además de una intensa bioturbación; a muro de algunos paquetes cuarcíticos aparecen huellas de carga. Este paquete cuarcítico representa el punto culminante de una secuencia regresiva que empieza en el tramo anterior.

En este conjunto se han reconocido faunas del Frasniente a lo largo de todo el núcleo del sinclinal de Guadalmez y en el sector en contacto con el «Culm» de los Pedroches.

2.3.7.3.3. Cuarcitas y areniscas (45), pizarras grises con nódulos (46) (Frasniense-Fameniense)

En el núcleo del sinclinal de Guadalmez y sobre el conjunto anteriormente descrito, aparece de forma continua un paquete cuarcítico (Cuarcita Superior) de unos 20 a 30 m constituido por cuarcitas claras, areniscas beiges y pizarras grises-violáceas (45), en bancos de 15 a 20 cm hasta 1 m en los que aparece estratificación cruzada de surco y huellas de carga. En este conjunto, según PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE (*op. cit.*), aparecen las últimas faunas del Frasniente de Guadalmez. Del mismo modo, tanto en el sector en contacto con el «Culm» de los Pedroches como en el núcleo del sinclinal de Guadalmez, hemos encontrado en este paquete cuarcítico la presencia de elementos fósiles propios de la biozona de *Muelleri* establecida por PARDO ÁLVAREZ Y GARCÍA ALCALDE (*op. cit.*).

Seguidamente aparece un potente tramo pizarroso con nódulos (pizarras de Guadalmez, PARDO ÁLVAREZ Y GARCÍA ALCALDE, *op. cit.*) (46), de unos 60 m de potencia, que aparece mejor desarrollado en el flanco sur del sinclinal,

Está constituida por una potente secuencia de pizarras grises algo arenosas y micáceas con intercalaciones de finos niveles ferruginosos y una gran abundancia de nódulos arenosos de hasta 8 cm de diámetro, en los que aparece una abundante fauna de Bivalvos y Cefalópodos, en los que hemos reconocido en los que hemos reconocido los bivalvos *Guerichia cf. venustiformis globosa* (SADYKOV), *Guerichia cf. simorini* (SADYKOV), *Guerichia cf. venusta* (MÜNSTER), *Buchiola cf. palmata* GOLDFUSS, *Buchiola cf. costulata* BABIN, y el ammonoideo *Falcitornoceras falciculum wagneri* HOUSE & PRICE; los bivalvos indican una edad Fameniense Inferior, a parte baja del Superior, mientras que los niveles de donde proceden los ammonoides serían Fameniense Inferior, de la Cronozona *Cheiiloceras amblylobum*.

Este último tramo aparece en el núcleo del sinclinal de Guadalmez parcial, e incluso a veces, totalmente cubierto. Los dos tramos descritos anteriormente solamente aparecen cartografiados en el flanco sur del sinclinal, ya que en el flanco norte aunque han sido reconocidos, debido a los derrubios que los cubren casi totalmente, no han podido ser distinguidos en cartografía. La base del tramo pizarroso superior constituye los afloramientos más altos que aparecen en contacto con el «Culm» de Los Pedroches al Norte del río Zújar, en la esquina suroccidental de la Hoja de Chillón.

El tránsito Devónico-Carbonífero aparece en el tramo siguiente que describiremos en el apartado que sigue.

2.3.8. Carbonífero

Dentro del área estudiada aparecen materiales del Carbonífero Inferior-Medio preorogénico en la esquina suroccidental de la Hoja, pertenecientes al sinclinorio de Los Pedroches («Culm» de Los Pedroches) y en el nucleo del Sinclinal de Guadalmez.

Corresponden al Carbonífero afectado por la Orogenia Hercínica y dentro del cual aparecen materiales datados del Tournaisiense al Namuriense A, ya que a partir de aquí todo el conjunto de materiales descrito hasta ahora aparece afectado por la primera fase de deformación (F_1) de la Orogenia Hercínica.

También se localiza un Carbonífero Superior postorogénico, totalmente discordante sobre los materiales afectados por la Orogenia Hercínica.

2.3.8.1. Pizarras y calizas (Fm. Casa de la Vega) (47). Guadalmez. (Fameniense superior-Tournaisiense)

Corresponde al Carbonífero que aparece de forma continua y transicional sobre el Devónico anteriormente descrito en el núcleo del sinclinal de Guadalmez, de tal forma que el límite Devónico-Carbonífero se situaría a la base del conjunto litológico que vamos a describir a continuación.

Se trata de un paquete de unos 40 a 60 m de pizarras negras y calizas grises (FM. Casa de la Vega, PARDO ÁLVAREZ Y GARCÍA ALCALDE, *op. cit.*) (47), que aparece bien representado en los dos flancos, aunque en el flanco sur está muy replegado.

La secuencia estratigráfica está formada en su base por un tramo de calizas nodulosas, calizas lentejonares y pizarras negras. Las calizas hacia techo se hacen más abundantes en bancos de 5 a 10 cm de bordes muy netos, en los que aparecen una abundante fauna de «ammonoideos», «bactritoideos», «ostrácodos» y «bivalvos». Sobre el tramo anterior se sitúa otro tramo de calizas nodulosas, calizas tableadas más abundantes y pizarras grises, en bancos de 3 a 8 cm de bordes muy netos. Este conjunto carbonatado había sido asignado al Carbonífero por ALMELA *et al.*, (*op. cit.*), SAUPE (*op. cit.*) y RÍOS Y ORCHE (*op. cit.*). Posteriormente, GARCÍA ALCALDE *et al.*, (*op. cit.*) asignan los primeros 16 m de este paquete carbonatado al Fameniense Superior en base a conodontos de las Biozonas de *Palmatolepis triangularis* superior (equivalente a la Biozona de *Cheiloceras*) a la de *-costatus media* (equivalente a la Biozona de *Wocklumeria*) encontrándose sobre este paquete un nivel de conodontos del Tournaisiense Superior, concretamente de la Biozona *-anchoralis*. La proximidad entre ambos niveles pueden indicar o bien una serie muy condensada o bien un hiato sedimentario.

2.3.8.2. Pizarras y areniscas (48). Guadalmez. (Tournaisiense-Viseense)

Sobre el conjunto carbonatado anteriormente descrito aparece una secuencia detrítica de unos 70 a 100 m como mínimo, constituida por una alternancia de areniscas grises-beiges (48), con calizas grises lentejonares en bancos finos de 5 a 10 cm de bordes netos que cambian de espesor rápidamente y pizarras grises.

Los niveles carbonatados normalmente están bastante dolomitizados. Son dolobioesparitas con abundantes bioclastos:fragmentos de braquiópodos, equinodermos, moluscos, foraminíferos, etc. Aparecen en capas centimétricas a decimétricas granoclasicadas a veces con laminaciones a techo (HCS). En la parte baja de este tramo aparecen varios niveles métricos desorganizados con capas carbonatadas «slumpizadas» y cantos de carbonatos en una matriz pelítica asociados a niveles arenosos con laminaciones cruzadas (HCS).

Este tramo aparece únicamente en el flanco norte del sinclinal donde ha sido cartografiado, mientras que en el flanco sur no aparece probablemente debido a que esta cubierto por los aluviales del río Guadalmez. En la parte alta de la unidad anterior y en la parte baja de esta unidad, se han identificado foraminíferos en los niveles carbonatados bioclasticos menos dolomitizados que indican una edad Viseense Medio-Superior.

Hacia el techo del tramo aparece una flora flotada que ALMELA *et al.*, (*op. cit.*) asignó al Westfaliense. Recientemente GARCÍA ALCALDE *et al.*, (1984) encontraron una flora que asignan al Tournaisiense Superior-Viseense Medio. En estos mismos niveles aparecen restos de ammonídeos (graptolítidos), lamelibranquios y braquiópodos, aun no determinados.

2.3.8.3. *Pizarras y grauvacas* (49), *conglomerado polimítico de matriz grauváquica* (50) y *calizas detriticas bioclásticas* (51). «*Culm*» de Los Pedroches (Viseense superior-Namuriense A)

Dentro de la zona estudiada aparece este conjunto en la esquina SO de la Hoja bastante replegado. Constituye una serie de unos 400 a 500 m correspondiente a la parte superior de flanco Norte del sinclinal de los Pedroches, ya que el resto de Carbonífero de este flanco, que aparece ampliamente en el flanco sur con una potencia de 4.000 a 5.000 m en las Hojas de Hinojosa del Duque (833) y San Benito (834), parece estar fuertemente tectonizado por medio de un gran accidente a lo largo del contacto Devónico-Carbonífero. El tránsito Devónico-Carbonífero en este sector, por otro lado, no parece ser continuo, ya que la edad más baja datada es de Viseense Superior que se apoya, de forma tectónica, en toda la zona sobre el Devónico Superior, salvo en el sector de Santa Eufemia (ver Hoja de Hinojosa del Duque, 833) en donde aparece unas calizas arrecifales del Viseense Superior que se apoyan de forma concordante sobre el Devónico Superior, entre los cuales aparece una serie condensada del límite Devónico-Carbonífero, y cuyas relaciones estructurales están aún por resolver. (RODRÍGUEZ PEVIDA *et al.*, (1990); GARCÍA ALCALDE *et al.*, *op. cit.*).

Está constituido por secuencias regresivas a pequeñas escala de pizarras grises azuladas y grises verdosas en las que se intercalan niveles grauwáquicos finos de como mucho 2 cm. que a techo pasan de 4 cm. en los que aparecen «ripples» de corriente, formando la mayoría trenes de «ripples» lenticulares; a veces aparecen granoclasicación positiva a pequeña escala.

A techo de este conjunto se intercalan niveles calizas de 5 cm. hasta 2 m bastante lentejones y de poca continuidad lateral. Se trata de calizas detriticas bioclásticas (51), de color rosa-rosáceo, constituidos por fragmentos de roca, carbonato y cuarzo, como elementos detriticos, además de restos fósiles de crinoideos, ostracodos, conodontos y corales. Los bancos calizas presentan laminación cruzada y paralela, además de «ripples» de corriente.

Igualmente a techo de este conjunto pizarroso aparecen niveles conglomeráticos de 1 a 4 m de espesor lentejonares y con poca continuidad lateral. Se trata de conglomerados polimicticos (50), con cantos de 1 a 3 cm. de cuarcitas metamórficas, en una matriz arenosa fina. Estos niveles de conglomerados presentan bases erosivas.

Según RODRÍGUEZ PEVIDA *et al.*, (*op. cit.*) la composición y facies de estos conglomerados indicaría la procedencia de los aportes del sur.

Se ha considerado tradicionalmente a todo este conjunto como un típico depósito «Culm» (sedimentación de carácter no somero en una cuenca de rápida subsidencia), sin embargo, estudios sedimentológicos recientes realizados por PÉREZ LORENTE (1997) y GABALDÓN (1994) al sur del batolito de los Pedroches, parecen indicar condiciones de depósito en plataforma afectadas por tormentas. Según RODRÍGUEZ PEVIDA *et al.*, (*op. cit.*), el notable espesor de estos materiales haría necesaria una rápida subsidencia para su depósito, sobre todo teniendo en cuenta la escasa diferencia de edades a lo largo de toda la serie.

Con respecto a la edad hay que decir que PÉREZ LORENTE (*op. cit.*) en unos niveles calizos al sur del batolito de los Pedroches, es decir en la base del conjunto litológico del «Culm» de los Pedroches, reconoció faunas del Viseense Medio-Superior. En la Hoja de Hinojosa del Duque (833) RODRÍGUEZ PEVIDA *et al.*, (*op. cit.*) encontraron unos niveles calizos que por medio de conodontos dataron como del Viseense Superior al Namuriense A inferior. En la continuación lateral de este conjunto hacia el Este ROUTHIER y PAVILLON (en TAMAIN, *op. cit.*) encontraron en unos conglomerados, similares a los descritos aquí, restos vegetales que permiten datarlos como pertenecientes al Dinantiense-Namuriense Inferior.

2.3.8.4. *Conglomerados de cantos cuarcíticos y matriz ferruginosa (52). Carbonífero superior posorogénico*

Se trata de masas conglomeráticas que aparecen en capas subhorizontales de 2 a 4 m constituidas por un conglomerado de cantos cuarcíticos y areniscas subredondeados de 5 a 10 cm. de diámetro como máximo, englobado en una matriz grauvaquica muy ferruginosa, que a veces llega a ser tan abundante el contenido en hierro que forma textura coloformes dentro de la matriz.

Es un depósito postectónico que aparece discordante sobre los sedimentos afectados por la orogenia hercínica, sobre todo en las depresiones ocupadas por las pizarras silúricas.

Estos materiales son correlacionables a los descritos por GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, (1987) en la Hoja de Almadén (808), que por medio de restos vegetales se les ha asignado una edad Westfaliense Superior-Estefaniense.

2.4. TERCARIO

2.4.1. *Cantos y bloques cuarcíticos en matriz limo-arenosa (53). Glacis rojo. (Neógeno)*

Los afloramientos se encuentran situados en las proximidades de los relieves cuarcíticos paleozoicos.

En general son cantos y bloques cuarcíticos, subangulosos, con una fuerte heterometría, fuerte rubefacción y abundante matriz limo-arenosa roja. Estos materiales representarían el desmantelamiento final de los materiales de alteración de la superficie fundamental (S_1) en un período climático de mayor aridez con corrientes efímeras y transporte en masa.

Este cambio climático que produce las alteritas y depósitos rojos se correspondería con la evolución geomorfológica del Macizo Hespérico como etapa roja final a la que asigna una edad Mioceno Inferior.

2.4.2. Conglomerados de cantos cuarcíticos englobados en matriz arcillo-arenosa (54). Raña. (Plioceno)

Se disponen en forma de afloramientos discontinuos que se adosan y articulan suavemente a las barras de Cuarcita Armoricana. Están constituidos por cantos, raramente bloques de cuarcitas y areniscas, redondeados y con matriz arcillo-arenosa, apoyados sobre un substrato alterado. Poseen rasgos fluviales acusados, tipo «braided» y características edáficas (iluviación de arcilla e hidromorfismo). Su espesor no suele superar más de 5-10 m.

Estos depósitos presentan un descenso altimétrico de E a O, disminuyendo su espesor y los rasgos sedimentológicos cada vez más maduros, más netamente fluviales.

La génesis está relacionada con abanicos aluviales y se trataría de depósitos de mud-flow dentro de estos abanicos. La edad asignada es Plio-cuaternaria.

2.5. CUATERNARIO

2.5.1. Cantos y bloques cuarcíticos en matriz limo-arenosa (55). Glacis. (Pleistoceno)

Estos depósitos por lo general tienen espesores que no superan los 2 m y están constituidos por cantos y bloques rodados de naturaleza cuarcítica en una matriz limo-arenosa. Los glacis más próximos a los cauces se dan en 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.

Los depósitos presentan pequeñas pendientes 1-2%. Por su relación con los depósitos de raña y por la red de drenaje tienen una edad plio-pleistocena.

2.5.2. Arenas con cantos cuarcíticos, pizarrosos y calcáreos con matriz arenó-arcillosa (56 y 57). Terrazas. (Holoceno)

Estos depósitos están ligados al río Zújar y su afluente el Guadalmez. Aparecen como retazos que en ocasiones tienen una continuidad lateral importante y se disponen inmediatamente por encima del cauce actual de estos ríos, se diferencian dos niveles (+1 – +3 m y +8 – +10 m).

Desde el punto de vista litológico están constituidos por arenas con cantos cuarcíticos, en mayor proporción y pizarrosos y calcáreos en menor, son heterométricos con centímetro que puede llegar a 40 cm. La matriz es arenoso-arcillosa.

Las formas de los cantos varían entre angulosas y subredondeadas siendo los cantos cuarcíticos los que tienen un mayor índice de redondez. Presentan estructuras sedimentarias como estratificación cruzada planar de pequeña y gran escala. La diferencia fundamental entre los dos niveles de terraza, es que el grado de cementación es mayor en los niveles superiores. El cemento es silíceo.

2.5.3. Gravas de naturaleza variada y matriz arenoso-arcillosa (58). Fondos de valle. (Holoceno)

Son depósitos existentes en los cauces actuales. En muchos de ellos pueden ser reducidos y discontinuos (sobre todo en las laderas, dependiendo del mayor o menor encajamiento del río o arroyo).

Están constituidos por gravas de naturaleza variada (cuarcita, pizarra, etc...) englobadas en una matriz arenoso-arcillosa. El grado de redondeamiento de los cantos varía dependiendo del tramo en el que se encuentren, así en las zonas más alejadas del área fuente suelen estar más redondeados porque han sufrido un transporte mayor, aunque en estos mismos puntos pueden existir cantos más angulosos que proceden de las paredes de los valles. En los arroyos y ríos los procesos de vertientes fueron y son activos aportando material a estos depósitos de fondo de valle, por lo que su génesis está relacionada con procesos mixtos fluviales y de vertientes.

2.5.4. Arenas y cantos de naturaleza variada (59). Barras. (Holoceno)

Aparecen ligadas al río Zújar y Guadalmez, tienen geometría lenticular y están constituidas por arenas y cantos. Los cantos son de naturaleza cuarcítica y pizarrosa y presentan estructuras como imbricaciones de cantos y estratificaciones cruzadas tabulares.

Son depósitos muy recientes que incluso se pueden estar produciendo en la actualidad y se les asigna una edad Holocena por su relación con la red de drenaje.

2.5.5. Cantos cuarcíticos y pizarrosos angulosos en matriz arcillosa (60). Conos de deyección. (Holoceno)

Su litología está íntimamente relacionada con la del substrato, pero por regla general están constituidos por cantos cuarcíticos y pizarrosos muy angulosos, englobados en una matriz arcillosa. El tamaño medio de los cantos está comprendido entre 1 y 3 cm y el centímetro puede llegar a los 40 cm. La potencia es variable comprendida entre 2 y 3 m, siendo superior en las zonas apicales, por lo general son depósitos poco consolidados. Se les atribuye una edad holocena por su relación con la red de drenaje.

2.5.6. Cantos cuarcíticos angulosos en matriz arenó-arcillosa (61). Coluvión. (Holoceno)

Son depósitos frecuentes que se encuentran tapizando la mayor parte de las laderas de los relieves cuarcíticos del área.

Suelen estar estrechamente relacionados con las cabeceras de la red de drenaje actual y por lo tanto se les supone una edad cuaternaria.

La litología de estos depósitos es variable dependiendo de la naturaleza del substrato (cuarcitas, pizarras...) aunque dominan los cantos cuarcíticos, al estar relacionados estos con los crestones de cuarcita. La matriz es arenó-arcillosa y los cantos bastante angulosos. La potencia no suele superar los 4 m. Tienen elevada pendiente y constituyen aureolas alargadas de no más de 1 km de ancho en torno a las Sierras cuarcíticas. Se articulan con los fondos de valle, terrazas o rañas, en muchos casos mediante glacis de vertiente.

Además pueden tener bloques y cantos de cuarcita, esquistos y pizarras semialteradas con fuerte heterometría y desgaste nulo.

Las pedrizas incluida cartográficamente con los coluviones están constituidas por cantos y bloques angulosos de cuarcitas y areniscas sin matriz, algunas se emplazan en las vertientes más empinadas, dando formas triangulares que destacan por su color gris y por la falta de vegetación. Están relacionadas con la Cuarcita Armoricana y situadas en las cabeceras de las incisiones realizadas por arroyos actuales. Se pueden interpretar, estos depósitos, como consecuencia de la gelifracción de un período más frío que el actual.

3. TECTÓNICA

3.1. INTRODUCCIÓN

Todas las estructuras tectónicas dentro de la Hoja pueden agruparse en dos ciclos de deformación distintos. Por una parte, hay que destacar las estructuras resultado de deformaciones pre-hercínicas y por otra, las estructuras asociadas al ciclo de deformación hercínica.

Como estructura pre-hercínica solamente se han reconocido pliegues, sin esquistosidad asociada, cuyas características originales no se han podido establecer por estar afectadas por deformaciones posteriores.

Por su parte, las estructuras hercínicas quedan agrupadas en tres fases de deformación, como mínimo, reconocidas regionalmente, en donde se distinguen una primera fase de deformación principal con esquistosidad asociada y responsable de las estructuras cartográficas principales. Además, aparecen una serie de deformaciones tardías, menos generalizadas pero que en este sector tienen una incidencia cartográfica importante, ya que una de ellas, que origina estructuras en domos y cubetas, da lugar a la terminación occidental del sinclinal de Guadalmez.

3.2. ESTRUCTURAS PRE-HERCÍNICA

Dentro de la parte meridional de la zona Centro-Ibérica, dentro de la cual se encuentra la Hoja, se han citado en materiales anteordovícicos episodios de deformación importantes

(BOUYX, *op. cit.*, ARBIN y TAMAIN, 1973; SAUPE, *op. cit.*; ROIZ, 1979; AMOR y ORTEGA, 1987; GARCÍA SANSEGUNDO y LORENZO ÁLVAREZ, 1987; MIRA y RODRÍGUEZ PEVIDA, 1987; y ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO, *op. cit.*).

Así, tenemos la presencia de una discordancia intraprecámbrica, más exactamente entre los conjuntos inferior y superior del «Esquisto-grauváquico» o entre el Alcudiense inferior y superior de TAMAIN (*op. cit.*).

Originados por esta deformación se han conocido únicamente pliegues cilíndricos de plano axial subvertical y ejes con fuertes inclinaciones o buzamientos hercínicos lo que se ha interpretado como dos generaciones diferentes de pliegues originados en fases de deformación sucesivas de un mismo proceso orogénico, la segunda de las cuales llevaría asociada una esquistosidad de plano axial.

Autores como QUESADA (com. per.) han reconocido relaciones de este tipo en el carbonífero al sur del batolito de Los Pedroches hecho que no ha sido constatado por nosotros en el Carbonífero («Culm» de Los Pedroches) en esta Hoja, ni en las vecinas Hojas de Hinojosa del Duque (833) y San Benito (834), cuyos materiales (alternancia de pizarras y grauvacas) presentan unas características mecánicas idénticas a las de los materiales precámbricos.

Las características originales de estos pliegues no han podido ser reconocidas debido a la superposición de las deformaciones hercínicas.

El significado regional de estas estructuras no está claro, así MORENO (*op. cit.*) las atribuye a un origen distensivo por adaptación a un zócalo fracturado, sin embargo, LEDORT y RIBEIRO (1980) suponen una disposición «en echelon» relacionados con movimiento de cizalla durante el Cámbrico Superior. Para interpretaciones posteriores podemos ver los trabajos de QUESADA (*op. cit.*) y su relación con la orogenia cadomiense de la zona de Ossa Morena.

3.3. ESTRUCTURAS HERCÍNICAS

3.3.1. Estructuras de Primera Fase (F1)

Son las estructuras más importantes y desarrolladas de la Hoja, responsables de la mayoría de las estructuras cartográficas, estando constituidas principalmente por grandes pliegues de plano axial subvertical, con una ligera vergencia al Sur. (Ver Figura 3.1).

Las trazas axiales de estos pliegues presentan direcciones paralelas a NO-SE modificada en algunos sectores por deformaciones posteriores, como ocurre en el precámbrico al Norte y en todo el tercio occidental de la Hoja que corresponde a la terminación periclinal del sinclinal de Guadalméz. Por otro lado, los ejes de estos pliegues se orientan paralelos a estas direcciones, de forma ondulada y buzando ligeramente hacia el SE y NO, detectándose dos máximos en la posición de ejes dentro de la Hoja correspondientes a N 110 y N 290 inclinados respectivamente 281 y 351.

De igual forma, la esquistosidad (S_1) varía de unos materiales a otros, teniendo un mayor desarrollo y penetratividad en materiales carboníferos y precámbricos, y aparece de forma



Escala 1:200.000

- Contacto Concordante
- Contacto Discordante
- Fallas
- ▲— Falla Inversa
- ↑↓— Anticlinal
- ↓— Sinclinal
- ←— Esquistosidad de 1º fase

Figura 3.1. Esquema tectónico.

incipiente y con carácter localizado en el resto de la serie, sobre todo en las alternancias de areniscas y pizarras que existen entre las potentes barras cuarcíticas.

La ausencia de recristalización inducida por metamorfismo regional (prácticamente inexiste-
te) impide clasificarla como «slaty cleavage» en sentido estricto. De tal forma que los meca-
nismos principales que la han generado son la rotación mecánica de los granos y los procesos
de disolución por presión, esta esquistosidad se puede clasificar como un «slaty cleavage gro-
sero» según BASTIDA (1981).

Otras estructuras características de esta fase de deformación son las fallas inversas, que en
algunos casos llegan a ser verdadero cabalgamiento, con un trazado paralelo o subparalelo a
la traza axial de los pliegues de primera fase (F1) y probablemente generados en las últimas
etapas de la evolución morfológica de estos pliegues. El cabalgamiento hacia el Sur de la
mayoría de estas fracturas, tanto las desarrolladas al Sur y Norte (en la Cuarcita Armoricana)
del núcleo del sinclinal de Guadalmez como la desarrollada al Norte del puente de hierro
sobre el Valdeazogues y que pone en contacto el precámbrico sobre la «Cuarcita Armoricana»
dando lugar a pliegues métricos y decamétricos tumbados con vergencia Sur, ponen de
manifiesto la vergencia al Sur de estos pliegues.

A un accidente de este tipo debe atribuirse el contacto Devónico-Carbonífero en la esquina
Suroeste de la Hoja. En este sector y siguiendo los datos de la vecina Hoja de Hinojosa del
Duque (833), podemos ver que desde el batolito de los Pedroches hasta el sector de esta Hoja,
aparece únicamente el flanco sur del sinclinal de los Pedroches, ya que en todo el conjunto de
materiales carboníferos en facies «Culm» de los Pedroches, el techo de la serie se mantiene pre-
dominante mente hacia el Norte (como se deduce de criterios de polaridad estratigráficas y tec-
tónicas), restringiéndose prácticamente el techo del flanco Norte (por similitud estratigráfica
con el flanco sur) al sector de carbonífero estudiado en la esquina Suroeste de este Hoja.

Como se deduce de lo anteriormente expuesto, falta la práctica totalidad del flanco Norte
probablemente laminado por uno o varios de estos cabalgamientos.

3.3.2. Deformaciones tardías

En esta fase se generan estructuras prácticamente ortogonales a las producidas por la prime-
ra fase de deformación (F1), con una orientación aproximada de N 25-30 E. Escasean estas
estructuras a escala de afloramiento, salvo los pliegues mencionados anteriormente, apare-
ciendo normalmente a escala cartográfica produciendo una distorsión en las estructuras de
primera fase, como se aprecia en el precámbrico al Norte y en la parte occidental de la Hoja,
en donde se distinguen bien por presentar las siguientes características.

- Cabeceos en el trazado axial de los pliegues de F1, como por ejemplo el existente entre
los dos anticlinales que aparecen al Este y al Oeste del Castillo de Madroñiz en la esquina
SO de la Hoja, cuyo cabeceo tienen una longitud aproximada de unos 4 kms y está frac-
turado por fallas NO-SE. Igualmente es destacable el cabeceo existente entre la parte NNO
y la parte ESE del precámbrico. De igual forma, la fuerte inclinación del eje del sinclinal de
Guadalmez, 550 en la dirección N 130 es debida al cabeceo de su traza axial.

- Cambios de orientación en la traza axial de estos pliegues, como ocurre en los alrededores del Cerro de los Zahurdones al Norte de la estación de Belalcazar.
- Igualmente en el Precámbrico en los alrededores del río Esteras, se presenta un pliegue anticlinal plegado por esta segunda fase de deformación (F2).
- Formas cartográficas próximas a los domos y cubetas según el modelo 1 de interferencia de RAMSAY (1967), como ocurre en la terminación occidental del sinclinal de Guadalméz, que forma una cubeta que bordea al domo del anticlinal del Valle de Alcudia en la zona llamada «Siberia Extremeña».

Distorsiones de este tipo son descritas regionalmente, aunque no está claro su origen e implicaciones geotécnicas. Podrían estar relacionadas con grandes cizallas. Estos pliegues y distorsiones no llevan asociadas estructuras planares penetrativas (?).

3.4. FRACTURAS

Dejando aparte las fallas inversas y cabalgamientos descritos anteriormente como estructuras de primera fase de deformación, hay que destacar la aparición dentro de la Hoja de un juego de fracturas de dirección aproximada N140°-150°, con una importante componente dextrógrafa que «strike-slip», que desplazan a las fracturas inversas antes mencionadas. Algunas de estas fracturas tienen una cierta importancia regional como la que pasa por Capilla que recorre toda la Hoja afectando a la terminación occidental del sinclinal de Guadalméz, o como la que pasa al Este de el Escorial y que afecta al flanco Sur del sinclinal de Almadén.

Otro juego de fracturas menos importantes se orientan según direcciones N 50°-N70°, con una componente levógira de «strike-slip».

Un conjunto de fracturas de menor importancia corresponden a fallas con disposición radial a los pliegues formados en las barras cuarcíticas y generadas por tensión en la zona exterior del pliegue. Mantienen direcciones ONO a ESE que varían ampliamente dependiendo de la dirección del pliegue.

3.5. EDAD DE LA DEFORMACIÓN

Como hemos comentado en la introducción de este capítulo, los materiales que aparecen en la presente Hoja están afectados por dos ciclos de deformación diferentes principales.

Por un lado, un ciclo de deformación prehercínico intraprecámbrico en el que aparece una etapa de deformación intra Vendiente Superior (Cademiente) y otra preordovícica (Sárdica?) de carácter frágil-dúctil (tectónica de bloques).

En cuanto al ciclo de deformación hercínica, es necesario resaltar que la ausencia de sedimentos sintectónicos impide realizar una datación precisa de las diferentes etapas deformativas, sirviéndonos únicamente como referencia las dataciones de rocas ígneas y materiales posttectónicos que han sido reconocidos en el entorno regional.

Los primeros testigos de la orogenia hercínica corresponden a las lagunas estratigráficas del Devónico Medio y del Carbonífero Inferior, y que podrían corresponder a precoces movimientos epirogenicos.

La edad de la primera fase de deformación (F1) estaría comprendida entre el Namuriense A Superior, que es la edad de los materiales más jóvenes deformados y la edad de intrusión del batolito de los Pedroches, datada entre $281 +/ - 10$ a $313 +/ - 10$ m.a. Más al Norte, SAUPE (*op. cit.*) determina a la granodiorita de Fontanosa con una edad de $302 +/ - 7$ m.a. De acuerdo con estos datos se puede precisar una edad para F1 comprendida entre el Namuriense A Superior y $302 +/ - 7$ m.a. (Westfaliense Superior).

Una datación más precisa fue realizada por WAGNER y UTTING (1967) en la cuenca de Puerto Llano, obteniendo una edad de Estefaniense B-C (con paleoflora).

De acuerdo con estos datos, las fases de deformación tardías están comprendidas entre la intrusión de la granodiorita de Fontanosa (Westgaliense Superior) y el Estefaniense B-C.

3.6. NEOTECTÓNICA Y SISMOTECTÓNICA

3.6.1. Metodología. Rasgos generales

La neotectónica es una rama de la geología que aún encuadrándose en el ámbito de la geología estructural recurre a métodos tanto propios de ésta como a otros procedentes de otras ciencias geológicas: geofísica, geodesia, sismología, etc.

El estudio de las deformaciones recientes depende de la aplicación de criterios geomorfológicos, ya que éstas se manifiestan más por su reflejo en el relieve que por el registro estratigráfico.

Por lo tanto para la realización de este mapa se han integrado datos obtenidos de la aplicación de métodos correspondientes a cada una de estas ramas de la geología.

La base de este mapa se ha realizado a partir de la cartografía geomorfológica (contactos de materiales cuaternarios, superficies de erosión, etc.) y geológica (selección de directrices así como fallas).

Los materiales cuaternarios y pliocuaternarios se han datado en función de posiciones estratigráficas relativas, ya que no existen dataciones paleontológicas.

Otros datos interesantes utilizados en los Mapas Neotectónicos, es el trazado de isohipsas siempre y cuando existan superficies de erosión. Estas permiten observar si existen deformaciones en estas superficies, pero los principales problemas se plantean cuando la extensión de las mismas no es muy importante, como es en el caso de esta Hoja.

En esta zona se han trazado las isohipsas correspondientes a:

- Superficie de erosión fundamental que aparece muy degradada en el NO de la Hoja.
- Las isohipsas de los glaciares adosados a los relieves cuarcíticos paleozoicos que existen en el área.

La equidistancia utilizada ha sido de 20 m, ya que no se pueden emplear separaciones mayores al disponer de retazos de poco desarrollo y sin gran continuidad.

También se han representado alineaciones geomorfológicas que suelen corresponder a tramos largos de cursos fluviales con desarrollo recto.

3.6.2. Accidentes neotectónicos

En esta Hoja no existe ningún rasgo atribuible a actividad neotectónica.

3.6.3. Anomalías geomorfológicas

Normalmente corresponden a segmentos rectilíneos de los cauces existentes en la Hoja y que pueden corresponder a un reflejo de fracturas del zócalo con actividad reciente, aunque dichas circunstancias no han podido probarse.

La dirección dominante de las anomalías geomorfológicas es NO-SE correspondiendo a segmentos rectilíneos de algunos tramos del río Zújar y Guadalmez. Existen otras perpendiculares a las anteriores que coinciden con otros tramos de los citados ríos. Por lo tanto se observa que los cauces tienen segmentos rectilíneos que giran bruscamente en codos de 90° para mantener otro segmento rectilíneo subparalelo a otro sistema de fracturas de dirección NE-SO.

3.6.4. Otros datos relacionados con la neotectónica

En esta Hoja no existe actividad geotérmica pero en las Hojas vecinas como Cabeza del Buey (n.º 806) al O y en Herrera del Duque (n.º 756) al N, existe, relacionada con fracturas de dirección NO-SE, donde hay numerosas surgencias de aguas con temperaturas superiores a 20°.

3.6.5. Sismicidad

Dentro de la Hoja no se encuentra referenciado ningún evento sísmico para el período en el cual se dispone de datos.

Esto indica que, en caso de haber existido, la actividad sísmica ha sido de muy baja magnitud.

Según CARVAJAL *et al.*, (1992) en su investigación realizada sobre la intensidad máxima alcanzada en el Macizo Hespérico (Figura 3.6.1.), esta Hoja se encuadraría en la zona donde la intensidad máxima sentida alcanza un valor de grado VI (escala MSK), reflejo de la actividad sísmica de las zonas de Sevilla al Sur y Lisboa al Oeste.

3.6.6. Sismotectónica

En base al análisis comparativo de datos sísmicos, geológicos y geofísicos, CARVAJAL *et al.*, (*op. cit.*) realizan una zonación sismotectónica del Macizo Hespérico, en la cual definen doce zonas con características sismotectónicas propias (Figura 3.6.2).

Según esta subdivisión, esta Hoja se sitúa en la zona Centroibérica Meridional. Esta zona se caracteriza por la presencia de metasedimentos del Precámbrico, sedimentos del Paleozoico, rocas plutónicas de composición fundamentalmente granítica y sedimentos, esencialmente siliciclásticos, como relleno de las Cuencas terciarias, de las cuales la de mayor importancia en la zona es la Cuenca del Guadiana.

La estructuración más relevante es debida a la Orogenia Hercínica y los datos disponibles indican, como se ha reseñado, una escasa actividad sísmica.

3.6.7. Conclusiones

Los únicos datos existentes en la Hoja que pueden indicar una actividad reciente del zócalo, aunque no se haya probado, son las anomalías geomorfológicas, en las que segmentos rectilíneos de los cauces con direcciones subparalelas a uno de los sistemas de fracturas significativas de las Hojas, gira bruscamente en codos de 90° para mantener otro segmento rectilíneo subparalelo a otro de dichos sistemas.

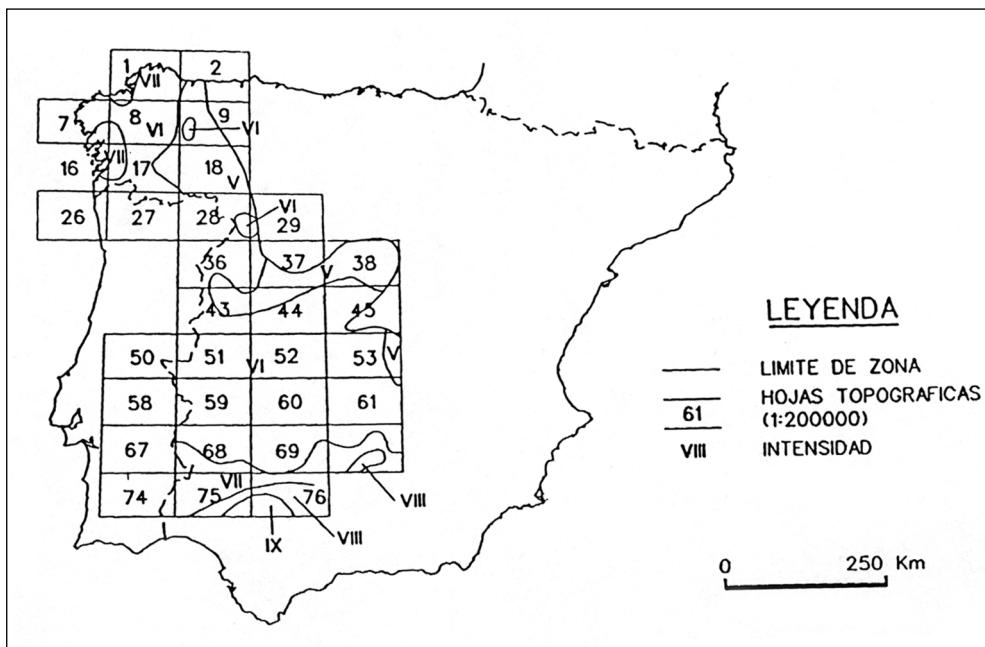


Figura 3.6.1. Intensidades máximas registradas en el macizo hespérico (CARVAJAL, A. y MATAS, J., 1992).

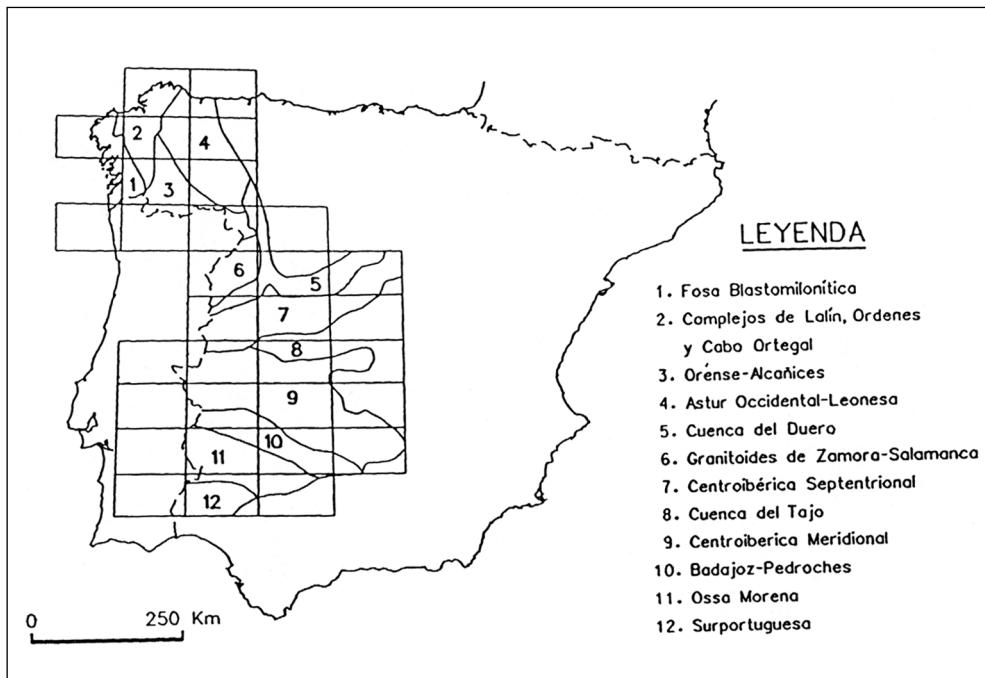


Figura 3.6.2. División de zonas del macizo hespérico (CARVAJAL, A. y MATAS, J., 1992).

Por otra parte la actividad geotérmica detectada en zonas próximas a la Hoja, relacionada con fracturas NO-SE es otro punto a tener en cuenta.

Las isohipsas desciende suavemente hacia el NO en la superficie de erosión pero no se puede concluir nada como consecuencia de encontrarse reducida al NO de esta Hoja.

En general, estos datos en el ámbito de la Hoja y en sus proximidades, junto con las limitaciones del registro sísmico, no permite excluir la posibilidad de que se trate de estructuras generadoras de terremotos aunque con los datos de los que se dispone, la ausencia de sismicidad epicentral en la zona centroibérica meridional, donde se encuadra esta Hoja, concluirá en su condición de zona sísmica muy estable.

4. PETROLOGÍA

4.1. ROCAS ÍGNEAS

El problema de las rocas ígneas no debe abordarse desde el punto de vista de la cronología, debido a que la distribución espacial de los afloramientos en la Hoja no permiten una datación relativa basada en criterios cronológicos (intersecciones, enclaves, etc.) en todos los casos.

Por otra parte el criterio descriptivo de composición tampoco es absolutamente claro, ya que cada tipo de roca ígnea tiene una variabilidad composicional que hace que rocas muy diferentes en origen se solapen según tal criterio. Además la falta de análisis químicos impiden extraer en todo caso conclusiones definitivas.

Se ha preferido, en consecuencia, adoptar un criterio basado en una clasificación de la fábrica y en el tipo de afloramiento.

4.1.1. Rocas plutónicas

4.1.1.1. *Granodiorita de Garlitos (1)*

Dentro de la Hoja aflora en su parte septentrional el extremo del «stock» granítico de Garlitos (más extensamente descrito en la memoria de la Hoja de Siruela, n.º 781; donde aflora en su inmensa mayoría), constituido por una granodiorita de tipo I, con zonas enriquecidas en turmalina.

Intruyó a alta temperatura (a unos 1.000 °C) en un nivel estructural superficial durante el Carbonífero medio (posteriormente a la fase 1 de la deformación hercínica y de forma simultanea con las fases más tardías de cizallas y fracturación) a favor de fracturas previas de dirección aproximadamente N120° E.

Las facies normal es la de una roca granítica de grano medio a grueso, de color grisáceo, con biotita y cantidades variables de turmalina. Los minerales esenciales son cuarzo, plagioclasa, biotita y feldespato potásico +/- turmalina y como accesorio aparecen mena opaca, apatito, circón y rutilo.

En las proximidades del contacto del granito con la roca de caja aparecen facies de borde de carácter porfídico, estructura en mayor o menor grado fluidal y presencia de una mayor abundancia de xenolitos de rocas de caja con metamorfismo de contacto de alto grado.

4.1.2. Rocas volcánicas y subvolcánicas

4.1.2.1. *Rocas riolíticas: riolitas (2) y lavas ácidas (4)*

Dentro de la Hoja de Chillón las rocas de composición ácida y carácter subvolcánico a volcánico están representadas tanto en los materiales paleozoicos (sobre todo en los del Ordovícico medio del sinclinal de Guadalmez) como, de forma mucho más esporádica, en el Precámbrico del anticlinal de Alcudia.

Los materiales volcánicos ácidos de la parte alta del Devónico de la Hoja de Almadén no afloran o no están representados en esta Hoja.

Las rocas riolíticas del anticlinal de Alcudia únicamente están representadas en el extremo oriental de la Hoja, prolongándose hacia el Este, en la Hoja de Almadén (808). Fueron descritas originalmente por LAURET (*op. cit.*) y por SAUPE (*op. cit.*).

Son cuerpos intrusivos de forma elipsoidal o circular que en los bordes pasan a la roca encajante mediante una brecha de matriz riolítica con fragmentos de la roca de caja.

Son rocas compactas y homogéneas, de color blanco o gris verdoso y textura porfídica, en ocasiones de carácter fluidal. Están compuestas de fenocristales de cuarzo idiomorfos, con bordes de corrosión, albita alterada y feldespato potásico (sanidina) en una pasta algo recristalizada de cuarzo y plagioclasa. A veces se observa biotita cloritizada.

La mayoría de los afloramientos de rocas subvolcánicas ácidas corresponden a cuerpos que encajan en los materiales del Ordovícico medio del flanco Norte del sinclinal de Guadalméz, al NE del pueblo del mismo nombre, y, en menor medida, en su terminación periclinal occidental, al Sur de Peñalsordo.

Se sitúan preferentemente en el contacto entre las formaciones Estratos Pochico y las pizarras de Neseuretus (Calymene) y en la parte baja-media de estas últimas. Los afloramientos son tanto de carácter estratiforme como claramente intrusivos, cortando las estructuras previas (afloramientos de Mina Santa Catalina y Mina Bombita).

Fueron estudiados en 1975 por el Grupo de Trabajo de la Cátedra de Geología de la ERSIM de Madrid que los consideran de carácter sín sedimentario (volcánico) o ligeramente posteriores, en forma de efusiones o intrusiones lacolíticas próximas a la superficie.

LAURET (*op. cit.*), en cambio, considera el afloramiento de Mina Bombita, y por extensión, el resto, de carácter intrusivo tardío en relación con el afloramiento de El Hundidero y todos ellos corresponderían a intrusiones graníticas del hercínico de Sierra Morena.

Petrográficamente están compuestas de cuarzo, sericitita (pseudomórfica de plagioclasa), albita, moscovita y opacos. La textura es porfídica con matriz cristalina de desvitrificación. Los fenocristales son de cuarzo y plagioclasa sericitizada y el vidrio ha sufrido una recristalización con aparición de microlitos de cuarzo y moscovita. Los opacos corresponden a sulfuros y hay vetillas de cuarzo tardío cortándolo todo.

Hay que destacar la estrecha relación entre estos cuerpos ígneos de carácter ácido y la presencia de mineralizaciones hidrotermales de Pb/Zn/Cu/Ag no solo en esta zona (Minas Bombita, Santa Catalina, El Bombero, Rafaelita, etc.) sino también a escala regional.

4.1.2.2. *Diques subvolcánicos* (3)

Dentro de este epígrafe se incluyen diversos tipos de rocas muy heterogéneas que solo tienen en común su carácter básico. Se han distinguido básicamente dos grupos:

- Rocas filonianas (diques) encajados en el Precámbrico.
- Rocas volcánicas y subvolcánicas de edades silúrica y devónica.

Los diques básicos son muy abundantes en todo el Precámbrico de la Hoja con longitudes y potencias muy variables, las direcciones predominantes son las de la fracturación tardihercínica aunque localmente se han encontrado diques hercínicos precoces (afectados por la S_1 de la fase 1 hercínica) y también concordantes o subparalelos a las estructuras.

Se han diferenciado dos tipos (que no se han separado en la cartografía): unos de carácter basáltico s. str. y otros de afinidades lamprofídicas (caracterizados por la gran abundancia de anfibol y, de forma subordinada, de plagioclasa muy sódica).

Los primeros tienen texturas variables; porfídica si cristalizaron rápidamente y ofítica a dolerítica (o interseptal) si cristalizaron lentamente. El tamaño de grano es relativamente fino; próximo a las típicas rocas plutónicas de la misma composición.

La composición mineralógica es de fenocristales de olivino, anfibol, piroxeno y plagioclasa y como accesorios: apatito, circón y minerales opacos.

Los diques de afinidades lamprofídicas tienen texturas porfídicas. Su composición mineralógica es de fenocristales de anfibol, a veces de olivino y plagioclasa; la matriz es de anfibol, plagioclasa albítica, opacos y, ocasionalmente, cuarzo. La abundancia de anfibol y plagioclasa albítica define las diferencias con las rocas basálticas comunes aunque existen muestras de composición intermedia que relacionan ambos tipos.

En ambos casos la alteración es tan intensa (mayor en el olivino y piroxeno que en el anfibol), posterior a la consolidación de la roca, que solo permite distinguir a los componentes por su hábito.

El volcanismo básico del Silúrico y Devónico está representado por rocas volcánicas y subvolcánicas de diferentes composiciones y texturas pero que están todas ellas relacionadas entre sí perteneciendo a la misma «suite».

Comprende materiales que van desde rocas piroclásticas con matriz y, a veces, clastos de composición básica a intercalaciones basálticas, «sills» y pequeños cuerpos, que cortan la estratificación, de composición similar.

Todos estos materiales están representados en casi todas las series del Paleozoico pero aparecen principalmente en dos períodos dentro de esta Hoja: Silúrico de los sinclinales de Almadén y Guadalmez y Devónico superior del sinclinal de Almadén, donde parece que fue más intensa la actividad volcánica y subvolcánica.

Durante todo el Silúrico tuvo lugar una importante actividad volcánica, siempre de carácter básico, que dio lugar a diferentes tipos de materiales. Desde el punto de vista cartográfico se han diferenciado solamente grandes masas correspondientes a amplias zonas donde predominan las tobas y basaltos s.l. sobre los materiales detríticos.

Morfológicamente serían coladas de lavas (raras), «sills» (muy frecuentes) y chimeneas volcánicas. Petrográficamente las lavas corresponden a basaltos de varios tipos (plagioclásticos, olivínicos, augíticos y hornbléndicos) y los «sills» pueden presentar afinidades lamprofídicas o bien aproximarse textural y mineralógicamente a las doleritas.

Las tobas varían de líticas a grauvacas tobáceas con fragmentos angulosos de rocas basálticas con diversas texturas, pizarras, cuarcitas, areniscas, granos de cuarzo detríticos, matriz arcillosa y cemento carbonatado, a veces se observan restos fósiles.

La importante actividad subvolcánica y volcánica descrita durante el Silúrico continua hasta el Devónico inferior bajo. Tras el hiato del Devónico medio vuelve a reanudar su actividad durante el Devónico superior en el núcleo del sinclinal de Almadén.

Cartográficamente se han diferenciado unidades litológicas según predomine la actividad volcánica sobre los materiales sedimentarios o viceversa, y han sido descritos en el apartado correspondiente de la estratigrafía del Devónico.

Aunque se han cartografiado conjuntamente en el campo se pueden diferenciar las rocas volcánicas que forman los aparatos volcánicos: tobas y lavas, y las rocas subvolcánicas intruidas formando «sills». Las lavas y «sills» están generalmente subordinados a las tobas y su composición es similar.

A lo largo del Devónico superior se observa que en cada cono volcánico y, en general, en toda la serie hay una cierta diferenciación, aumentando los términos ácidos hacia el techo. Estos materiales se pueden agrupar según su grado de basicidad desde basaltos con olivino a términos muy ácidos.

Las lavas basálticas tienen textura porfídica con fenocristales de olivino, augita y labradorita, con una matriz formada por cristales de plagioclasa, normalmente carbonatados, augita, clorita, carbonatos, óxidos de hierro y magnetita. Otras variedades son los basaltos vacuolares y los basaltos con horblenda basáltica.

Las tobas constituyen la mayor parte de los conos y el tamaño de partículas varía de 0,5 a 5 mm, típico de un volcanismo submarino de poca profundidad. Alternan con coladas o con «sills» intruidos a poca profundidad. La mayor parte tienen carácter vítreo-lítico, con fragmentos principalmente de lava (muchos de ellos de lavas vacuolares). También son frecuentes los granos de cuarzo subredondeados de carácter detríticos en la matriz.

El vulcanismo que dio lugar a todo este conjunto de materiales fue de tipo explosivo principalmente subacuático, en algunos períodos con episodios subvolcánicos que dieron lugar a todos los cortejos de «sills».

La alteración de todas las rocas volcánicas que aparecen desde el Ordovícico al Devónico es muy importante, siendo mayor para las piroclásticas que para las masivas y, dentro de éstas, para las que tienen textura porfídica. Los procesos de alteración se consideran tardimagnmáticos y son los mismos que se observan en rocas de composición basáltica asociadas a espilitas. Esta alteración no es meteórica, ya que afecta también a las muestras de los sondeos, y en

ocasiones el proceso tiene lugar conservándose la paragénesis original basáltica, mientras que en otros casos la roca está totalmente espilitizada.

4.1.3. Diques de cuarzo (5)

Se han cartografiado una serie de diques de cuarzo que encajan fundamentalmente en los materiales precámbricos del anticlinal de Alcudia.

Están emplazados en fracturas tardías de direcciones que varían entre ENE-OSO y NNO-SSE. Las potencias y corridas laterales son también muy variables aunque nunca llegan a ser grandes debido a la escasa competencia y a la heterogeneidad de los materiales pelítico-arenosos precámbricos donde encajan.

Son rocas de textura granuda, heterogranular, de grano fino. Están compuestas de cuarzo con óxidos de Fe en todos los casos. Localmente están mineralizados con sulfuros de metales base y forman la ganga de los filones, en ocasiones junto a carbonatos.

4.2. METAMORFISMO

Todos los materiales del Precámbrico y Paleozoico presentan un metamorfismo regional y parte de los niveles del Precámbrico en torno a la terminación del «stok» de Garlitos, han sufrido metamorfismo de contacto.

4.2.1. Metamorfismo regional

Los materiales metasedimentarios representados en el área que comprende la Hoja, han sido afectados por un metamorfismo regional progrado, simultáneo con la deformación hercínica y que comprende la zona de la clorita, en base a los minerales índice presentes en los metasedimentos.

Las asociaciones minerales presentes en los materiales de esta zona son las siguientes:

1. Cuarzo + moscovita.
2. Cuarzo + clorita + moscovita.
3. Cuarzo + moscovita + albita.
4. Cuarzo + moscovita + clorita + albita.

Todas ellas van acompañadas de minerales opacos y llevan como minerales accesorios circón, rutilo, apatito y turmalina. En algunas muestras se puede observar feldespato potásico, muy accesorio.

De todas las asociaciones descritas anteriormente, tal vez sea la asociación 4 la más frecuente, aunque no se puedan diferenciar zonas por el predominio de alguna asociación.

Dentro de la Hoja sólo se observa una esquistosidad (S_1), asociada a la primera fase de deformación hercínica. Esta esquistosidad se encuentra marcada por clorita+moscovita (sericitia) y se trata de una esquistosidad grosera, que de forma puntual y en los tramos pelíticos, puede llegar a un «slaty cleavage».

Para los materiales pertenecientes al Paleozoico, sólo en los tramos con una mayor componente pelítica (moscovita) se observa una esquistosidad muy grosera, para el resto de los componentes se observan procesos de recristalización, textura poligonal, aunque en algunas cuarcitas hay una orientación de los cristales de moscovita, con hábito acicular.

Dentro de los tramos de composición grauváquica es frecuente observar fragmentos de roca (FR), subangulosos a subredondeados, de composición pelítica y que muestran una estructuración previa (Spr) a la esquistosidad principal de la roca (S_1), que es de tipo grosero.

Dentro de la FR, la Spr es un «slaty cleavage», la cual se encuentra crenulada por la S_1 . Los FR se encuentran rotados, ya que el ángulo entre Spr y S_1 es variable.

4.2.2. Metamorfismo de contacto

Esta producido por la intrusión del «stock» granodiorítico de Garlitos. Las rocas afectadas son de procedencia sedimentaria: areniscas inmaduras y pelitas, junto con diques de carácter básico. Tienen una extensión en torno al cuerpo intrusivo de varios cientos de metros y dentro de la Hoja de Chillón afecta únicamente a los materiales del Precámbrico.

La clasificación de las rocas metamórficas resultantes está expuesta en la memoria de la Hoja de Siruela (n.^o 781) y se basa en las zonas de metamorfismo de Winkler ya que la asociación de minerales solo permiten clasificar las rocas de alto grado en base a la serie de facies, mientras que la ausencia de minerales índice impide hacer lo mismo para las rocas de grado bajo y medio.

Las zonas identificables (Hoja de Siruela, n.^o 781) corresponden a las siguientes:

1. Zona de la mica incolora+clorita+cuarzo.
2. Zona de la mica incolora+biotita+clorita+cuarzo+andalucita.
3. Zona de la cordierita+feldespato potásico+cuarzo+biotita+andalucita y/o sillimanita.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. FISIOGRAFÍA

La Hoja de Chillón se encuentra en la zona Septentrional de Sierra Morena, limitada al Sur por la parte norte de la Comarca del Valle de los Pedroches y al Norte por la Comarca de Almadén y la parte occidental del Valle de Alcudía, que se prolonga hacia el oeste de la Hoja en una gran extensión conocida como la «Siberia Extremeña».

Desde el punto de vista administrativo queda enmarcada en las provincias de Badajoz, Córdoba y Ciudad Real y como núcleos de población más importantes están Chillón (esquina NE) y Guadalmez (parte central), pertenecientes a la provincia de Ciudad Real y varias poblaciones en el NO pertenecientes a la provincia de Badajoz entre las que se encuentran: Peñalsordo, Capilla y Zarzacapilla Vieja y Nueva.

Topográficamente la Hoja presenta varias zonas con una altitud desigual, destacando una banda central-occidental con 550 m de media y en la que se encuentran relieves más acusados como el Cerro del Torozo (938 m) y el Collado de los Agollares (874 m), en su parte occidental. También destaca una banda con dirección NO-SE que constituye la parte oriental del Valle de Alcudia con altitud media de 400 m y la esquina NE que constituye los alrededores de Chillón con una altitud media de 550 m. En el SO, una parte del valle de los Pedroches, tiene una altitud media de 450 m. Las alturas inferiores se sitúan en los valles de los ríos Zújar y Guadalmez. (Figura 5.1).

Las pendientes mayores se sitúan en una banda con dirección NE-SO (Sierra de las Cabras y Sierra del Torozo) con pendientes que superan el 20% y otras bandas con dirección O-E en el centro y hacia el N de la Hoja (Sierra de La Moraleja, Sierra de Peña Barriga, Sierra de Las Hoyuelas, Sierra de la Dehesa de la Pared y Sierra de Ansarón). Alrededor de estas zonas es donde se concentran las pendientes más acusadas mientras que las zonas más llanas se sitúan en los ríos más importantes que recorren la Hoja y terrazas asociadas.

La Hoja pertenece a la Cuenca hidrográfica del río Guadiana, destacando el río Zújar que la atraviesa de Sur a Norte y sus afluentes los ríos Guadalmez, Guadamatilla, Esteras y Valdeazogue.

Los relieves más importantes los constituyen la Sierra de las Cabras, Sierra del Torozo, Sierra de Palenque (con dirección NE-SO) y Sierras con dirección NO-SE como: de la Moraleja, de Peña Barriga, de las Hoyuelas, de la Dehesa de la Pared y de Ansarón.

Existe una estación meteorológica con datos de temperatura y humedad: Zarzacapilla, situada a una altitud media de 601 m y en las proximidades, al este de la Hoja de Chillón se encuentra la estación de Almadén a una altitud media de 557 m.

Según la clasificación climática de PAPADAKIS, en función de los datos tomados en estas estaciones, la zona en general tiene un tipo climático Mediterráneo Subtropical. Éste se caracteriza por un régimen térmico subtropical cálido con una temperatura media que oscila entre 15,9 a 16,6 °C. El régimen de humedad corresponde al tipo Mediterráneo húmedo con unas precipitaciones medias al año que oscilan entre 615 y 622 mm y la evapotranspiración entre 845 y 901 mm.

5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

En este apartado se describe el relieve desde un punto de vista estático, es decir analizando la disposición actual del mismo como consecuencia de la naturaleza de los materiales que componen el substrato geológico y la disposición actual de los mismos. Posteriormente se señalará la actuación de los procesos externos y su influencia en el modelado (Morfogénesis).



LEYENDA

[Stippled box] 200-400 (m.s.n.m)

[Horizontal line box] 400-600 (m.s.n.m)

[Vertical line box] 600-800 (m.s.n.m)

[Dotted box] 800-1000 (m.s.n.m)

Figura 5.1. Fisiografía.

5.2.1. Estudio morfoestructural

La Hoja se sitúa dentro de un gran conjunto morfoestructural representado por las estribaciones occidentales del Sistema Central enlazando con la Penillanura Extremeña.

En esta zona los relieves son el resultado de un largo proceso de erosión diferencial sobre las series paleozoicas y prepaleozoicas enmarcadas en la zona centroibérica y plegadas por la orogenia hercínica. El rumbo general N 120° está muy bien señalado por la cuarcita armónica, tanto en los sinclinales, con paleozoico, como en las estructuras antiformes con núcleo Cámbrico y Precámbrico aflorante.

Está constituida por esquistos, cuarcitas, pizarras, calizas y conglomerados del Precámbrico y Paleozoico. El relieve actual es de tipo apalachiano que da lugar a relieves invertidos (como por ejemplo: el núcleo del anticlinal del Valle de Alcudía, más deprimido topográficamente que sus flancos sinclinales Almadén al norte y Guadalmez al sur). En este tipo de relieve son frecuentes las *crestas y capas duras* definidas por materiales más resistentes a la erosión que destacan sobre los circundantes y formas asociadas como *chevrons*.

Morfológicamente se diferencian dos Dominios característicos:

- A. Dominio Paleozoico caracterizado por los mayores relieves, que coinciden con las continuas y potentes barras cuarcíticas entre las que se encuentran zonas más deprimidas formadas por paquetes pizarrosos con intercalaciones areniscosas. Este Dominio ocupa la parte central y occidental de la Hoja y la esquina NE.
- B. Dominio con relieves más suaves que ocupa una banda al N de la Hoja y está representado por materiales esquisto-grauváquicos del anticlinal del Valle de Alcudía, además de una franja en la esquina SO en materiales del Carbonífero inferior en facies «Culm».

5.2.2. Estudio del modelado

Agrupando el conjunto de formas erosivas y sedimentarias existentes en la Hoja según la normativa establecida por el ITGE resultan los grupos siguientes: Formas estructurales, fluviales, poligénicas, de ladera y antrópicas.

Formas estructurales

Las formas estructurales más representativas son las *crestas* (1) de capas subverticales provocadas por la cuarcita armónica y que tienen dirección dominante N 120 E, que marca el rumbo general de la orogenia hercínica. Otras formas asociadas que hay que mencionar son los *chevrons* (2) que se determinan por capas duras inclinadas entre las cuales se encuentran intercaladas capas más blandas.

Hay que señalar la presencia de *líneas de capa* (3 y 4) que están constituidas por materiales más resistentes a la erosión y que por lo tanto dejan resaltes sobre el terreno circundante.

Además como consecuencia de la erosión diferencial se observan *cerros cónicos* (6).

Por otra parte, la acción directa de la tectónica se refleja en los tramos rectilíneos de los ríos que recorren la Hoja y a su vez, el trazado de la red fluvial está condicionado por la presencia de barras cuarcíticas a las cuales atraviesan a favor de grandes fracturas.

Formas fluviales

Las más importantes están ligadas al río Zújar y sus afluentes. El encajamiento de la red es mayor en las zonas donde existen barras cuarcíticas donde los ríos y arroyos discurren a favor de las fallas existentes y en estas zonas domina la *incisión vertical* (7) y las *aristas* (8) o interfluvios que se dan entre dos arroyos donde domina la incisión vertical. Sin embargo donde los materiales son menos competentes los ríos se encajan más suavemente dando lugar a episodios de sedimentación, desarrollándose diferentes niveles de terrazas en los que se pueden observar algunos *cauces abandonados* (14).

Las *terrazas* (12) fluviales presentan 2 niveles sobre el cauce actual del río Zújar y los escarpes de dichos niveles están poco definidos como consecuencia de la degradación parcial o total de los mismos.

Los *conos de deyección* (9) se disponen en la confluencia de pequeños arroyos y ríos cuando llegan a otro de mayor envergadura. En esta zona tienen poco desarrollo y no son muy abundantes.

Formas de ladera

Las más características son los *coluviones* (15) y pedrizas que tienen un desarrollo muy variable y se disponen en las laderas de las Sierras cuarcíticas. Estas formas en ocasiones tienen grandes dimensiones, tienen gran pendiente y pueden enlazar con los piedemontes erosivos.

También hay coluviones de pequeñas dimensiones relacionados con los valles fluviales que recorren la Hoja (pudiendo enlazar con los niveles de terraza).

Formas poligénicas

Dentro de estas formas se describen las *superficies de erosión* (16 y 17) y los *glacis* (18) como más representativos, y la *raña* (19).

A nivel regional puede definirse una 10 y más elevada superficie de erosión, conocida como nivel de cumbres, que coincide con el promedio de cotas de las cumbres de las Cuarcitas Armóricanas. Dicha superficie no existe en la Hoja ya que se limitaría a algunos de los segmentos de las líneas de crestas cuarcíticas.

Por debajo de este nivel de cumbres se encuentra representada en la Hoja una superficie de erosión degradada (S_1) y en continuación con la anterior sin que se pueda establecer un límite

te preciso, se desarrolla la superficie general de la zona S₂ que tiene una pendiente dirigida hacia los cauces.

La superficie de erosión se dispone en el borde occidental de la Hoja de Chillón, y en algunos puntos está muy degradada.

Esta superficie es bastante generalizada y afecta tanto a los metasedimentos como a los granitos (fuera del área de estudio). Se trata de la misma existente en amplios sectores del Macizo Hespérico y ha sido descrita por varios autores en la región extremeña.

Hay que señalar sin embargo, que a través de la bibliografía se detectan importantes disparidades en relación con su génesis y edad. HERNÁNDEZ PACHECO (1947) dice que se trata de una superficie finipaleógena situada a cotas de 600 a 650 al norte de la cuenca del Guadiana, en tanto que DÍAZ DEL OLMO y GUTIÉRREZ (1983) y GÓMEZ AMELIA (1985) proponen una edad neogenia para la misma.

Se distinguen dos superficies, la 10 de edad Paleógena situada entre 180 y 450 m apareciendo desnivelada tectónicamente y la 20 sería Pliocuaternaria y correspondería a pedimentos erosivos enlazando con la raña pero con un retrabajamiento de la superficie anterior.

Dentro de esta Hoja la superficie aparece a cotas comprendidas entre 480 y 520 m y aparece como pedimentos erosivos que descienden desde las crestas cuarcíticas hacia el centro de lo que debieron ser los antiguos fondos planos de los valles apalachianos.

Los *glacis* (18) más altos y antiguos (G₁) son equivalentes y coetáneos de la superficie S₁, y al igual que ésta, sólo se conservan junto a los relieves cuarcíticos, se encuentran enlazando las vertientes, en algunos casos, con la superficie de erosión (borde occidental). Se trata de un depósito de cantes cuarcíticos con una matriz arcillosa roja.

Existe otra generación de *glacis* (G₂) que equivalen a lo que se conoce como raña pliocena.

La *raña* (19) no está muy desarrollada en la zona de estudio, la máxima extensión la alcanza en la zona Nororiental.

Para unos autores la *raña* es un episodio con carácter cronoestratigráfico diferenciado que se establece después de la edificación del piedemonte por lo que no necesariamente debe culminarlo.

Por el contrario otro grupo de autores propugnan la hipótesis de que la *raña* está estrechamente ligada al episodio de colmatación de las cuencas, porque las *rañas* son plataformas constituidas por depósitos aluviales, organizados en cuerpos de planta cónica, coalescentes y muy planos que tapizan los bordes de las cuencas.

Las diferencias entre unos y otros consisten en que los antiguos consideran siempre el episodio de las *rañas* claramente diferenciado y separado del que determinan los sedimentos subyacentes por una discordancia significativa, mientras que los autores más modernos opinan que esa etapa puede integrarse en continuidad con los sedimentos que constituyen el piedemonte mismo.

5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Son unidades cartografiadas a escala de trabajo y se definen una serie de atributos como: geometría, textura, potencia, génesis, cronología, etc. Destacan los depósitos de fondo de valle, barras, conos de deyección, terrazas, coluviones, glaciares y raña.

Estos depósitos se han descrito en el apartado de Estratigrafía correspondiente, por lo que no se vuelve a realizar y solo se describen las alteritas.

Alteritas

A nivel regional se han identificado tres tipos de alteritas:

- Alteración fundamental.
- Alteración roja.
- Alteración ocre.

Estas alteritas se presentan con características similares y relaciones morfológicas y cronológicas, constantes en todo el ámbito del Macizo Hespérico. Según el modelo de evolución geomorfológica establecido por MARTÍN SERRANO (*op. cit.*) dichas alteritas corresponderían a las edades Mesozoico, Mioceno inferior y Mioceno superior-Plioceno.

En la Hoja está presente la alterita ocre que aparece estrechamente relacionada con los depósitos de raña. Es una alteración caolinica, aunque menos intensa que la de la alterita fundamental. Presenta coloraciones ocres semejantes a las de los depósitos correlativos.

5.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA. (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA)

Durante el Cretácico superior o al menos durante el Paleoceno se desarrolla una superficie grabada ya encajada en relación con los relieves cuarcíticos, mucho más resistentes a la alteración mesozoica y posterior al desmantelamiento de la misma.

Con la formación de esta superficie quedan configurados los valles apalachianos y los dos niveles de superficies de erosión: el inicial o mesozoico (nivel de cumbres, no presente en esta Hoja) y la superficie general y común a todos los metasedimentos y rocas graníticas.

Esta superficie encajada (esencialmente sobre el Complejo Esquisto-Grauváquico) fue designada como superficie fundamental en la Meseta Norte y como penillanura extremeña en la Meseta Sur (HERNÁNDEZ PACHECO, *op. cit.*).

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 la Hoja, en los que fue hundida por movimientos alpinos.

Dicha superficie llegó a tapizarse de una delgada cobertura (glacis culminantes) cuyo máximo espesor 12 m se alcanzó en los ápices de los abanicos situados al pie de las Sierras cuarcíticas.

Dichos sedimentos son en su mayor parte mud-flows o transportes masivos o en algunos casos en forma de láminas de agua resultantes de precipitaciones ocasionales pero violentas (clima árido) y debían presentar un drenaje poco desarrollado hacia la cuenca del Guadiana.

Por lo tanto, solo se reconocen varios ciclos sedimentarios sucesivos detectados por la presencia de varias superficies de desmantelamiento en los materiales sedimentarios fruto de la actuación de grandes fracturas y movimientos epirogénicos.

Uno de estos ciclos detectado en el Plioceno superior y quizás el más importante, da lugar a la formación de glacis y superficies planas que pasan a pedianuras de pendientes suaves sobre las que se asientan las «rañas».

Durante el Plioceno superior-Pleistoceno se produce un nuevo ciclo de erosión, puesto en evidencia por la presencia local de glacis de erosión y el desmantelamiento total o parcial de las «rañas».

En el Holoceno, debido a la actuación de los últimos ciclos erosivos importantes aparecen potentes depósitos de coluviones bordeando a los relieves cuarcíticos, al mismo tiempo se encaja una red fluvial que continua en la actualidad.

5.5. PROCESOS ACTUALES Y TENDENCIAS FUTURAS

El conjunto del área presenta un relieve no muy enérgico, con excepción de las Sierras cuarcíticas, fruto de una incisión fluvial no muy acentuada. Las litologías dominantes confieren gran estabilidad a la zona, en lo que se refiere a los fenómenos de ladera, como los coluviones que dan lugar a pendientes regularizadas y estables desde tiempos, en algunos casos, anteriores al cuaternario. Estas laderas están siendo remodeladas por la incisión actual, pero el proceso parece producirse de forma gradual no detectándose procesos gravitacionales.

Se puede indicar la posibilidad de reactivaciones de fallas con incidencia en la morfología, que puede ocasionar un mayor encajamiento en algunos ríos y arroyos.

Además la deforestación puede provocar un aumento de la escorrentía superficial, favoreciéndose el desarrollo de cárcavas (en zonas con litologías favorables) produciéndose un retroceso de las cabeceras de los ríos, así como facilitar los procesos de ladera (coluviones, derrubios, caídas de bloques) al quedar desprotegidos por falta de vegetación favorecido por la acción del agua.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

En el área de investigación, el registro sedimentario de los materiales aflorantes muestra dos conjuntos claramente identificables. El conjunto precámbrico, que es la unidad más característica de esta región, y el conjunto paleozoico, que origina los relieves que resaltan en la penillanura extremeña.

La base de la serie general, en gran parte de la ZCI, la constituyen los materiales atribuidos al Precámbrico y denominados Complejo Esquisto Grauváquico (CEG), OEN ING SOEN (*op. cit.*), CARRINGTON DA COSTA (*op. cit.*) y TEIXEIRA (*op. cit.*).

En las últimas décadas las investigaciones realizadas en estos materiales no han conseguido poner de acuerdo a los distintos autores sobre cuestiones geológicas básicas. De esta forma se tiene desde autores o equipos de investigación que han considerado el CEG como un registro sedimentario continuo, hasta propuestas que lo subdividen en dos, tres o cuatro grupos.

Los primeros intentos de división son los de BOUYX (*op. cit.*), CRESPO y REY (*op. cit.*) y CRESPO y TAMAIN (*op. cit.*). En estos dos últimos trabajos los autores distinguen en el Valle de Alcudia y Domo de Abenojar dos unidades separadas por una discordancia a las que denominan Alcudiense Inferior, eminentemente grauváquico, y Alcudiense Superior con sedimentación mixta siliciclástico-carbonatada.

El trabajo de síntesis regional de HERRANZ y otros (*op. cit.*) recoge esta división y la amplia a toda el área de Alcudia-Alta Extremadura.

En la publicación resumen del «Proyecto Hespérico», ÁLVAREZ NAVA y otros (*op. cit.*), definen la existencia de tres grupos separados por discordancias. Esta línea de investigación se mantiene y precisa en trabajos posteriores SAN JOSÉ (*op. cit.*), SAN JOSÉ y otros (*op. cit.*), PALERO (1993), LÓPEZ DÍAZ (1994), SANTAMARÍA (1995) y actualmente la subdivisión del CEG en tres grupos denominados: Domo Extremeño, Ibor-Navalpino y Valdelacasa, es generalmente utilizada y aceptada.

En cuanto a la edad precámbrica, atribuida a la mayor parte de la sucesión anteordovícica, es igualmente objeto de controversia, acrecentada por el escaso contenido paleontológico de estos materiales y la dispersión de los hallazgos.

La atribución cronoestratigráfica de los materiales del Alcudiense Inferior (Grupo Domo Extremeño) al Rifeense s.l., en virtud del supuesto hallazgo de dos géneros de acritarcos, MITROFANOV y TIMOFEEV (1977), no tiene actualmente validez ya que dichos géneros han sido considerados como de origen inorgánico y por ende han perdido su valor estratigráfico. Sin embargo otros hallazgos de acritarcos e icnofósiles, realizados en materiales del Alcudiense Inferior Centroibérico, VIDAL y otros (1994a), permiten considerar una edad Neoproterozoica (Vendíco) para todos estos restos fósiles.

La mayor abundancia y diversidad de fósiles se dan para el Alcudiense superior (Grupos Ibor y Valdelacasa) y la edad que determinan es Vendíco superior con aparición de metazoos coloniales de caparazón carbonatado de tipo Cloudina, que se considera fósil índice del Proterozoico terminal.

Por tanto desde el punto de vista paleontológico, y a la luz de las investigaciones más recientes, aún no se ha probado la existencia de depósitos fosilíferos con antigüedad mayor al Vendíco.

En este contexto regional previo los trabajos desarrollados en el marco de esta investigación, reflejados en los capítulos anteriores, demuestran que en las series del precámbrico pueden defi-

nirse dos grupos separados por una discordancia angular y erosiva. El grupo inferior aflorante es el Grupo Domo Extremeño, y sobre él se tiene un grupo datado como Véndico superior en razón de los hallazgos paleontológicos encontrados y que por su cronología y composición litológica es asimilable al Grupo Ibor-Navalpino. No aflora en esta área el Grupo Valdelacasa.

En el Grupo Domo Extremeño se han diferenciado tres formaciones con características litológicas muy definidas. De muro a techo se tienen las «Pizarras de Estomiza o Formación Talarrubias», las «Areniscas de Estomiza» y la «Formación Orellana». En conjunto, estas formaciones constituyen una secuencia deposicional de tipo I, durante fases de nivel de mar bajo y se encuadrarían en un sistema turbidítico MUTTI y NORMARK (*op. cit.*).

Las Formaciones Pizarras y Areniscas de Estomiza representarían el cortejo de materiales turbidíticos depositados en etapa de mar bajo (tipo I) y la Formación Orellana sería el cortejo depositado en la etapa de ascenso del nivel del mar (tipo II). Las Formaciones «Limositas del Cubilar», equivalente lateral de esta última formación, podría tratarse de un complejo progradante de nivel bajo (PLSC) en depósitos de plataforma externa.

La secuencia deposicional que configuran las formaciones del Rifeense Superior?-Véndico Inferior con depósitos de cuenca y talud en principio parece indicar una elevada tasa de sedimentación con tendencia a la somerización. Pero sus espesores promedio, facies, asociaciones y ciclos de facies mantienen condiciones similares durante decenas de kms en la ZCI lo que cuestiona que una secuencia deposicional con estas características fuese simplemente el relleno de un surco subsidente. El espectro de los distintos conglomerados, en especial los «pebbly mudstone», con cantos estructurados previamente, las direcciones de aporte medidas y el sistema de depósito descrito, junto a todas las cuestiones anteriores, invocaría una cuenca con actividad tectónica continuada y creciente en la que su área emergida situada al Sur y Suroeste sufre un levantamiento progresivo en tanto que el talud sedimentario se desplaza simultáneamente hacia el Norte y Noreste con relleno lateral y frontal del surco subsidente.

En este contexto tectosedimentario la etapa de deformación, de edad intraVéndico, correspondería a una fase mayor de ámbito cuencal, sinesquistosa en ámbitos internos de la cadena, en tanto que la esquistosidad no aparece o queda enmascarada por fases orogénicas posteriores en zonas más externas de la cadena, como ocurre en esta Hoja.

Durante el Véndico Superior se reanuda la sedimentación con los depósitos del Grupo Ibor en discordancia sobre el GDE.

En cartografía estos materiales se encuentran sobre cualquiera de las formaciones del GDE, lo que subraya el carácter discordante del límite establecido entre ambos grupos (discontinuidad de tipo 1).

Del registro sedimentario de este Grupo sólo se tienen afloramientos muy reducidos en esta Hoja. Aunque posiblemente sus depósitos fuesen mucho más extensos el período erosivo anteordovícico los eliminó en grandes extensiones.

Se han definido dos unidades litoestratigráficas correspondientes a dos secuencias deposicionales. La inferior, con un cinturón de facies fluvio-marinas (Afán deltas) situado en el

SO, que evoluciona a facies de plataforma silicilástica y mixta silicilástico-carbonatada con facies del grupo HCS, en los sectores orientales y surorientales. La secuencia deposicional superior, con afloramientos aún más restringidos, se observa en aparente concordancia con la infrayacente y su constitución es prácticamente similar, con silicilásticos en la base y carbonatos a techo. El sistema de depósito evoluciona desde facies circunlitorales en el Oeste y Suroeste a plataformas mixtas en el Este y Noroeste. En ambas secuencias deposicionales, y especialmente en los tramos silicilásticos y carbonatados, se han encontrado yacimientos de icnofauna relativamente abundante, que precisan una edad Véndico Superior para este Grupo.

En áreas próximas situadas al Norte y Noreste afloran series muy potentes, tanto del Grupo Ibor, tan escasamente representado en ésta, como del Grupo Valdelacasa o Pusiense, de edad Véndico Superior-Cámbrico Inferior, discordante a su vez sobre los anteriores. Aún con la consideración ya realizada del intenso período erosivo preordovícico, la distribución de los afloramientos de los distintos grupos del CXG, así como sus espesores, composición de las secuencias deposicionales y las características de sus límites confirman la traslación de los depocentros en el período Véndico-Cámbrico desde los sectores meridionales de la zona Sur-centroibérica a los septentrionales.

En el ámbito de estudio no existen sedimentos datados de edad cámbrica ya que en discordancia sobre las distintas formaciones del Neoproterozoico los primeros depósitos que se encuentran en el área son atribuidos al Ordovícico Inferior (Arenig basal).

El registro sedimentario de los materiales paleozoicos postcámbricos es el que ocupa una mayor extensión de afloramientos y el mejor conocido de la ZCI. Su límite inferior (Tipo I) es una discontinuidad de primera magnitud, que en la bibliografía se correlaciona con la discordancia Sárdica, que al ser intraordovícica en su localidad tipo (Cerdeña), invalidaría tal adscripción en esta zona.

En el intervalo Cámbrico Inferior-Ordovícico Inferior, sin sedimentación o con ella hasta un horizonte desconocido, ocurrió a nivel regional una fase tectónica a nivel cuencal que según algunos autores sería de tipo compresivo relacionado con movimientos de antiguas cizallas, seguido de un período distensivo; y según otros sería exclusivamente extensional, con movimientos diferenciales de bloques corticales, acompañada de vulcanismo fisural subaéreo y explosivo (dacítico), detectado en relación con la discordancia, Roiz (*op. cit.*).

En las zonas internas de la cadena las intrusiones de granitos (que evolucionan con posteridad a ortoneises), con dataciones absolutas en el intervalo Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior, estarían relacionados con esta fase.

La actuación subsiguiente de los procesos erosivos sobre las estructuras generadas provoca vacíos erosionales de entidad variable.

En el ámbito de la investigación los términos datados más modernos del hiperciclo neoproterozoico son de edad Véndico Superior, en tanto que en toda el área el hiperciclo postcámbrico comienza con potentes sucesiones de materiales silicilásticos (conglomerados, areniscas y lutitas) atribuidos al Arenig basal.

La restricción areal de estas series y sus cambios bruscos de espesor y litología permiten suponer que son el relleno del paleorelieve generado por la tectónica distensiva en el zócalo anteordovícico. La atribución cronoestratigráfica de estas series, que preceden a la Cuarrita Armoricana, es motivo de discusión tanto más cuanto su contenido paleontológico es escaso o impreciso salvo hallazgos recientes realizados en sus niveles superiores y que confirman una edad Ordovícico basal concordante con la estratigrafía de eventos que sitúa una transgresión global en el Tremadoc inferior, GUTIÉRREZ MARCO, *et al.*, (*op. cit.*), SAN JOSÉ, *et al.*, (*op. cit.*).

Sin embargo otros datos de índole cuencal parecen avalar la teoría por la cual el depósito de estas series comenzaría no antes del Arenig basal, en el que se iniciaría la transgresión cuyo máximo se alcanza a finales del Arenig inferior. FORTEY (*op. cit.*) y OLIVE *et al.*, (*op. cit.*).

La sedimentación en el Ordovícico inferior continúa en la ZCI con el depósito de la Cuarrita Armoricana, facies ubicuas en toda la cuenca y que constituye el elemento fundamental como constructor del relieve.

Aunque en el área de investigación nunca se apoya directamente sobre las series preordovícicas, en el ámbito regional tal hecho es lo más normal. Cuando se observa el contacto entre la serie del Arenig basal y la Cuarrita Armoricana siempre se ha visto como una aparente conformidad por lo que al menos localmente la «discordancia Ibérica» de LOTZE (1956) no sería extensiva para toda la cuenca.

Los materiales aflorantes del hiperciclo postcámbrico en el área (Ordovícico Inferior-Carbonífero inferior), en general pueden subdividirse en dos grandes conjuntos separados por la discordancia del Ordovícico terminal. Por tanto se trataría de dos megaciclos, el inferior de edad Ordovícico y el superior, Ordovícico terminal-Silúrico a Carbonífero inferior.

Hay un consenso general de la mayoría de autores a considerar la sedimentación del hiperciclo postcámbrico como un proceso moderadamente continuo, salvo el evento tectosedimentario del Ordovícico terminal.

De esta forma pueden establecerse dos eventos de fracturación extensional con creación de cuena de edades Arenig basal y Ordovícico terminal y dos etapas de margen pasivo, consecutivas a ellos, en las que la sedimentación se caracteriza por el carácter homogéneo y repetitivo de unidades litológicas que se acrecian en el registro sedimentario como respuesta, en gran medida, a los accesos o descensos del nivel del mar.

PORTERO y DABRIO (*op. cit.*), definen de esta manera una serie de unidades tectosedimentarias (UTS) en Montes de Toledo y Zona Surcentro Ibérica en las que las alternancias de pizarras y cuarcitas se interpretan por los movimientos cílicos del nivel del mar. Las facies lutíticas y heterolíticas las atribuyen a depósitos de nivel alto y las arenosas y/o cuarcitas a nivel bajo.

Aplicando criterios de estratigrafía genética se han diferenciado en el hiperciclo postcámbrico una serie de secuencias deposicionales (SD), MITCHUM *et al.*, (1977), POSAMENTIER, *et al.*, (1988) que de muro a techo son:

- S.D.1 { — Formación «Lie de Vin» (Arenig Basal) - LST
— Cuarcita Armoricana - HST
- S.D.2 { — Capas Pochico - SMST
— Pizarras Neseuretus (Grupo Navatrasierra) - TST
- S.D.3 { — Areniscas de Los Rasos (Grupo Navatrasierra) - SMST
— Pizarras de Navalaceite (Grupo Navatrasierra) - TST
— Cuarcitas Cantera (Miembro Inferior) - HST
- S.D.4 { — Cuarcitas Cantera (Miembros Medio y Superior) - SMST
— Pizarras Cantera - TST
 - Alternancias superiores - SMST
 - Caliza urbana - HST

DISCORDANCIA ORDOVÍCICO TERMINAL

- S.D.5 { — Pizarras de Muro - TST
— Cuarcita Criadero - HST
- S.D.6 { — Grupo Cerro Escudero - SMST
— Cuarcita Doradillo - HST
- S.D.7 { — Grupo Valdenmedio - LST

HIATO SEDIMENTARIO

- S.D.8 { — Cuarcita de Base del Frasniente - HST
— Alternancia intermedia. Cuarcita intermedia - SMST + TST

Las diferencias sustanciales de interpretación respecto a divisiones anteriores consisten en que se consideran las facies arenosas de tipo constructivo (Armoricana, Miembro Inferior de la Cuarcita de Cantera y Cuarcita de Doradillo) como depósitos de nivel alto (Ahighstand-systems tract), diferenciándolas de los litosomas arenosos de tipo «destructivo» con reciclado de los siliciclásticos del cinturón costero y que en general coinciden con facies HCS, GABALDÓN (*op. cit.*) de grano medio y grueso amalgamadas (Capas Pochico, Arenisca de Los Rasos, Miembros Medios y Superior de Cuarcitas de Cantera, Grupo Valdenmedio, etc.).

En sectores próximos algunas de estas S.D. finalizan con el depósito de carbonatos (bioclásticos y bioconstruidos), que constituirán el HST de dichas secuencias. Son el caso de las S.D.4 con la «Caliza de Urbana» y la S.D.7 con los carbonatos bioconstruidos del Devónico Inferior.

En general las facies pelíticas y heterolíticas con afinidad turbidítica se consideran como cortejo de borde de plataforma (»shelf margin systems tract») (SMST) y «transgresive system tract» (TST), con sus ciclos de facies estrato y grano crecientes somerizantes y progradacionales.

Este marco general puede integrarse en el modelo geodinámico propuesto para el Macizo Hespérico por QUESADA, C. (1990).

Dicho autor considera la ZCI, donde se ubica el área de estudio, «como el terreno (en sentido tectoestratigráfico) autóctono correspondiente a un antiguo promontorio del borde septentrional de Gondwana». Sobre dicho promontorio «se produjo la acreción del terreno meridional correspondiente a la Zona de Ossa Morena (ZOM) durante la orogenia Cadomense de tal forma que en la zona surcentroibérica se configura una cuenca de antepaís en la que se alojaron las turbiditas sinorogénicas, correspondiente al Grupo Domo Extremeño, las cuales, seguidamente, sufrieron un plegamiento no muy acusado y sin esquistosidad asociada».

En este trabajo se ha comprobado que el Grupo Ibor, discordante sobre el anterior, se sitúa como sinorogénico tardío, pero en una cuenca de características similares a la anterior en la que el depocentro de la cuenca de antepaís ha migrado en sentido Sur-Norte.

La presencia en las secuencias deposicionales de ambos grupos de conglomerados con procedencia Sur y Suroeste, y cuyo espectro es definitorio de su origen (Ossa Morena), marcaría de alguna forma los momentos de máxima elevación de los terrenos acrecionados, sincrónicos con niveles de mar bajo.

SAN JOSÉ, M. A. (*op. cit.*) considera como fases Cadomense I y II los movimientos causantes de dichas discordancias.

La evolución posterior del modelo continua con una fase distensiva coetánea con la sedimentación del Cámbrico Inferior y causante de los cambios de espesor, de facies y de la existencia de numerosos hiatos y lagunas estratigráficas en los materiales de esta edad.

La transgresión del Ordovícico inferior rellena dicha etapa marcando el paso a condiciones de plataforma correspondientes a un margen continental pasivo.

Estas condiciones fueron interrumpidas durante el Ordovícico terminal con un nuevo evento extensional que afecta fundamentalmente a los sectores situados en el autóctono de la Z.C.I., donde se encuentra encuadrada el área de estudio, en la que se produciría una fragmentación de la cuenca en gran medida controlada por la estructuración primitiva del basamento preordovícico.

El evento descrito va acompañado por vulcanismo mayoritariamente básico que se intercala en las facies de cuenca del Ordovícico superior y del Silúrico basal.

Con posterioridad a este evento extensional se depositan las secuencias deposicionales 5, 6 y 7, cuya cronología abarca desde el Silúrico hasta el Devónico Inferior, constituyendo un megacírculo de facies grano y estratocreciente en una situación «regresiva» y somerizante.

Posteriormente existe una laguna estratigráfica (Mesodevónica) de tal forma que sobre los depósitos carbonatados (cuando existen) de los niveles superiores del Devónico Inferior (Emsiense), se tienen los materiales siliciclasticos y carbonatados del Devónico-Superior (Frasniense) (S.D.8).

Esta importante laguna mesodevónica de ámbito cuencal (GUTIÉRREZ MARCO, et al., *(op. cit.)*) se relaciona con la primera fase hercínica, como una etapa previa a la principal.

En el contexto geodinámico es en este momento cuando ocurre la colisión del promontorio septentrional del Gondwana con un continente situado al Norte. El dilatado proceso de convergencia de ambos terrenos comenzó en el Devónico inferior y no finalizó hasta el Carbónico inferior en los sectores laterales del promontorio condicionando el carácter diacrónico y evolutivo de esta orogenia.

La deformación hercínica se produce en varias fases que, en conjunto, dan lugar a la estructuración principal de estos materiales. Las primeras manifestaciones se registran como lagunas sedimentarias durante el Devónico. La principal, con plegamiento generalizado, esquistosidad y metamorfismo regional, se produce durante una etapa dilatada que, con los datos regionales de edad absoluta y sedimentos sinorogénicos, se puede establecer en el Carbonífero inferior-medio. Las principales fases de cizalla (fases 2.^a, 3.^a y 4.^a) de estas Hojas se producen posteriormente y pueden relacionarse con las cizallas generalizadas en el Macizo Hespérico que son anteriores a la intrusión de los plutones más tardíos como el de Alcuescar, 313 ± 10 m.a. (CASTRO, 1984), es decir, en el Carbonífero superior (Westfaliense medio-superior). El período de granitización (tipo granodiorítico) también es amplio, iniciándose en niveles corticales profundos en las etapas principales de deformación y emplazándose en zonas más someras durante las etapas más tardías con carácter sin a postcinemático. Las etapas de fracturación tardihercínica son posteriores y pueden llegar hasta el Pérmico.

Possiblemente durante el Ciclo Mesozoico y el Cenozoico basal toda el área de investigación estuviese sometida a diversos ciclos erosivos relacionados tanto con las etapas de fracturación extensional, en las que la Pangea sufrió separación continental con la apertura de la Cuenca Atlántica, como durante las etapas compresivas de la Orogenia Alpina que reactivaron algunos sistemas de fracturas hercínicas. Relacionado con el episodio distensivo Triásico-Jurásico inferior pudo producirse intrusión de rocas básicas (diabasas) similares al dique Alentejo-Plasencia.

Los distintos eventos acaecidos en las etapas del ciclo Alpino configuran durante este período un relieve morfoestructural en gran parte de la ZCI, al que se denomina «Superficie fundamental» o «Penillanura extremeña», cuya construcción final alcanzaría hasta el Paleógeno Inferior.

Los movimientos alpinos, que generan las distintas cuencas terciarias, desnivelan y basculan la «Superficie fundamental». En esta área el basculamiento general se produjo hacia el NNO hasta las fallas del borde Norte de la Cuenca del Guadiana.

En el Pleistoceno Inferior la red hidrográfica atlántica captura esta área encajándose en sucesivas etapas que configuraron los distintos glacis, los últimos de los cuales enlazan con las extensas llanuras de inundación del río Guadiana y sus afluentes.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

En la Hoja de Chillón (n.º 807) se han reconocido un total de 36 indicios mineros de minerales metálicos (de los cuales 34 pertenecen a la reserva de Almadén y 2 (n.º 1 y n.º 36) quedan fuera de ella). No se ha reconocido ningún indicio minero de minerales no metálicos. El interés e importancia de los indicios es variable y en ningún caso elevado.

7.1.1. Minerales metálicos

En relación con la roca encajante de la mineralización se pueden diferenciar 3 grupos:

- Indicios encajantes en materiales preordovícicos.
- Indicios encajantes en materiales paleozoicos.
- Indicios relacionados con rocas ígneas, filonianas, de composición intermedia a ácida. A su vez éstas últimas pueden encajar tanto en materiales preordovícicos como paleozóicos.

En relación con las sustancias explotadas en cada caso, se pueden clasificar en:

- Pb
- Pb-Cu
- Pb-Cu-Zn
- Pb-Zn
- Cu-Fe
- Fe
- Sb-Cu

En relación con la morfología de la mineralización, todos los indicios son filonianos, pudiendo diferenciarse aquéllos cuyos filones son subparalelos a la esquistosidad regional y los que son claramente discordantes.

Indicios encajantes en materiales preordovícicos

Se incluyen dentro de este grupo 25 indicios (N.ºs 1-2-3-4-5-6-7-8-9-10-11-12-13-14-17-18-19-20-21-22-28-30-31-32-34-35-36).

En función de las sustancias predominantes se pueden establecer 6 grupos:

- Indicios de Pb en los que el plomo es mayoritario. A este grupo pertenecen los indicios n.º 2-3-9-36.
- Indicios de Pb-Cu pertenecen a este grupo los indicios n.º 1-6-12-15-19.
- Indicios de Cu-Pb-Zn; pertenecen a este grupo de indicios n.º 8-20-28.
- Indicios de Cu-Fe (Ba) pertenecen a este grupo los indicios n.º 5-11-13-21-22-31-32-34-35.
- Indicios de Fe: indicio n.º 14.
- Indicios de sustancias desconocidas: a este grupo pertenece el indicio n.º 17.

Se trata de indicios de morfología filoniana en los que se pueden diferenciar dos grupos: 1) aquellos indicios cuya mineralización se disponen con direcciones paralelas o subparalelas a la esquistosidad regional existente: indicios n.º 3-5-6-7-8-13-14-19-22-31-34); 2) indicios cuya mineralización se dispone claramente discordante respecto a la estratificación y a la esquistosidad: indicios n.º 1-2-4-9-10-11-12-17-18-19-20-21-28-30-32-35-36.

Son indicios con labores de importancia media a escasa, destacando los indicios n.º 1 y 18, con pozos superiores a 50 m (175 m, indicio n.º 18). La corrida máxima del filón es de 1,4 km. y corresponde al indicio n.º 1. La potencia máxima observada, 2,10 m, corresponde al indicio n.º 20. Las escombreras más importantes reconocidas, corresponden a los indicios n.º 1 y 18, con un volumen comprendido entre 8.000 y 9.000 m³ aunque las escombreras del indicio n.º 1 han debido ser mucho más grandes pues están en gran parte desmanteladas; las sigue en importancia las escombreras del indicio n.º 4 y 30 con 1.500 m³. Las restantes son de menor importancia.

La paragénesis observada en los cantos de las escombreras es la siguiente:

- Indicios de Pb; formados por: galena, cuarzo y carbonatos.
- Indicios de Pb-Cu; formados por: tetraedrita, boulangerita, calcopirita, calcosina, covellina, galena, pirita, blenda, malaquita, azurita, calcita y cuarzo.
- Indicios de Cu-Pb-Zn; formados por: arsenopirita marcasita blenda, galena, calcopirita, cobres grises, covellina, cerusita, carbonatos, barita, cuarzo y óxidos de Fe.
- Indicios de Pn-Zn; formados por: blenda, galena, pirita, calcopirita, siderita, dolomita y cuarzo.
- Indicios de Cu-Fe; formados por: calcopirita, malaquita, óxidos de Fe y cuarzo.

En relación a su situación geológica unos encajan en las pizarras y areniscas Precámblicas (indicios n.º 2-7-8-10-11-14-17-18-21-28-32-34-35) mientras que otros lo hacen en la proximidad de diques de rocas lamprofídicas y/o basaltos alcalinos sin que se observe ningún tipo

de relación entre la roca ígnea básica y la mineralización (indicios n.^o 1-3-4-5-6-9-13-19-20-22-31). En un caso las areniscas y pizarras alcudienses se encuentran afectadas por el metamorfismo de contacto producido por la granodiorita de Garlitos (n.^o 20). Una característica reseñable es la localización de un gran número de indicios en la proximidad de la Cuarcita Armoricana. (Indicios n.^o 2- 3-4-6-8-13-17-18-21-22-28 en la parte Sur y los n.^o 19-20-31-32 en la parte norte).

Los filones tienen direcciones muy variables, con máximos N 60-90E y 30-50E para los filones discordantes con las capas Precámblicas y N120-130E, los filones subparalelos a la esquistosidad regional. Todos los filones tienen como característica los fuertes buzamientos.

Indicios encajantes en materiales paleozoicos

Se incluyen dentro de este grupo 4 indicios, (n.^o 25-27-29-33).

En función de la sustancia predominante se pueden establecer 3 grupos:

- Indicios de Pb-Zn-Cu. A este grupo pertenecen los indicios n.^o 25 y 29.
- Indicios de Sb-Cu. A este grupo pertenece el indicio n.^o 27 (Accesos).
- Indicios de sustancias desconocidas. Pertenecen a este grupo el indicio n.^o 33. Es un indicio de muy pequeña entidad en el que no se observa mineralización en la escombrera.

Se trata de indicios de morfología claramente filonianas, pudiéndose diferenciar aquellos indicios cuya mineralización se dispone subparalela a la dirección de los estratos y aquéllos que presentan la mineralización claramente discordante.

Son indicios con labores de importancia escasa, destacando el indicio n.^o 29, (Nuestra Sra. de la Encarnación, Ballesteros) con un pozo de 76 m de una profundidad una corrida del filón de 150 m y potencia reducida de 12 cm. Las escombreras (880 m³) han sido en parte desmanteladas.

Las paragénesis observadas en los cantos de la escombrera son las siguientes:

- Indicios de Pb-Zn-Cu. Formada por: blenda, barita, galena, calcopirita, tetraedrita, bournonita, covellina, malaquita, piromorfita, óxidos de Fe, siderita y cuarzo.
- Indicios de Sb-Cu. Formada por: estibina, berthierita, pirita, marcasita, famatinita, antimonio nativo, ocres de Sb (senarmontita y biordheinita), covellina, malaquita, gohetita y cuarzo.

En relación con la localización geológica se encuentran situados en los estratos Pochico (Ordovícico inferior-medio) (n.^o 29), alternancias superiores y zona de contacto entre estas alternancias y las pizarras de muro (Ordovícico superior) (n.^o 27) y en las pizarras ampelíticas del Silúrico (n.^o 25-33).

Los filones tienen dos direcciones preferenciales: N30-45E, para los claramente discordantes con la dirección de las capas y N120-130E para los filones subparalelos a la dirección de las capas.

Indicios relacionados con rocas ígneas filonianas de composición intermedia a ácida

Se incluyen dentro de este grupo 5 indicios (n.^o 15-16-23-24-26) de los cuales 2 (n.^o 15 y 16) están relacionados con rocas andesíticas a dacíticas y los restantes con rocas porfídicas de composición riolítica. Encajan tanto en el Precámbrico como en el Paleozoico. En función de las sustancias predominantes se pueden establecer 2 grupos:

- Indicios de Pb. Pertenecen a este grupo los indicios n.^o 16 (El Burro) y 26.
- Indicios de Pb-Cu-Zn. Pertenecen a este grupo los indicios n.^o (15-23-24).

Se trata de indicios de morfología filoniana con direcciones N50-65E, claramente discordantes con la dirección de los estratos, excepto el indicio n.^o 16 (N135E) que es subparalelo a la dirección de los estratos precámbricos y el indicio n.^o 26 que es de morfología desconocida. Se trata de indicios con labores de importancia media a escasa, destacando los indicios n.^o 23 (Sta. Catalina) y 24 (Bombita) con pozos de 125 y 235 m respectivamente. La corrida máxima del filón es de 230 m en el indicio n.^o 24 (Bombita). Las escombreras más importantes reconocidas corresponden a los indicios n.^o 24 (Bombita) con 14.000 m³ y n.^o 23 (Sta. Catalina) con 8.300 m³.

Las paragénesis observadas son las siguientes:

- Indicios de Pb; formados por; galena, cuarzo y/o carbonatos.
- Indicios de Pb-Zn-Cu formados por: blenda, pirita, galena, calcopirita, cobre gris (bournonita) malaquita, piromorfita, óxidos de Fe, siderita y cuarzo.

En relación con la situación geológica, se encuentran, como anteriormente se ha dicho, en rocas de tipo andesítico y dacítico, encajantes en materiales precámbricos (indicios n.^o 15 y 16), o en rocas de tipo riolítico, encajantes en las pizarras de Calymene (indicios n.^o 23-24-26).

7.1.2. Rocas industriales

La extracción y explotación de los recursos de rocas industriales dentro de la Hoja de Chillón se ha limitado a los áridos procedentes de dos tipos de materiales (principalmente los segundos):

- Pórvidos riolíticos, que encajan en las pizarras del Ordovícico medio del flanco septentrional del sinclinal de Guadalmez. La explotación ha sido de muy pequeñas dimensiones.
- Aluviales del río Zújar; arenas y gravas explotadas en varios puntos y momento para su aprovechamiento. Destacan las labores situados al N del vado de Peñalsordo, en la antigua carretera de Chillón a Peñalsordo.

Número	UTM		Sustancia	Término municipal y provincial	
	X	Y			
1 (64, 65, 66)	311000	4300000	Pb-Zn-Cu-Ag	Peñalsordo-Badajoz	
2 (67)	316200	4299450	Pb	Peñalsordo-Badajoz	
3	316650	4299750	Pb	Peñalsordo-Badajoz	
4	320625	4299175	Zn-Pb	Capilla-Badajoz	
5	322500	4297750	Cu-Fe	Capilla-Badajoz	
6	323125	4296850	Cu-Pb	Capilla-Badajoz	
7	325425	4297850	Zn-Pb	Capilla-Badajoz	
8	327300	4296200	Pb(-Zn-Cu)	Capilla-Badajoz	
9	324250	4297825	Pb	Capilla-Badajoz	
10	326050	4297625	Pb-Zn	Capilla-Badajoz	
11	327050	4297950	Cu	Capilla-Badajoz	
12	327675	4296875	Cu-Pb	Capilla-Badajoz	
13	328325	4295875	Cu-Fe	Capilla-Badajoz	
14	320200	4299450	?	Capilla-Badajoz	
15	321800	4299125	Pb (-Cu)	Capilla-Badajoz	
16 (69)	329750	4299350	Pb (-Cu)	Capilla-Badajoz	
17	330100	4294750	?	Chillón-C. Real	
18 (70,71,72)	331400	4294350	Pb-Cu	Chillón-C. Real	
19	322550	4300200	Pb (-Cu)	Capilla-Badajoz	
20	326250	4300225	Pb-Zn-Cu	Capilla-Badajoz	
21	332425	4293325	Fe-Cu	Chillón-C. Real	
22	332950	4292875	Cu-Pb	Chillón-C. Real	

	Morfología	Mineralogía	Observaciones
	Fil. (N90°)	Gal. Pir. Calcop. Bl. Tetra. Covel. Sid. Cal .Do. Qz.	Sta. María, S. Juan
	Fil. (N60°)	Gal. Pir. Calcop. Cu grises Mal. Qz. Carb.	S. Ildefonso
	Fil. (N115°)	Gal. Pir. Calcop. Cu grises Marc. Qz. Carb.	
	Fil. (N140°)	Bl.Gal. Pir. Calcop. Marc. Cerv. Qz. Dol.	S. Sebastián
	Fil.(N105°)	Calcop. Pir. Ox. Cu/Fe Mal. Dol. Qz.	
	Fil. (N70°-100°)	Gal. Calcop. Pir. Sulf. Cu. Mal. Dol. Qz.	
	Fil. (N100°)	Bl.Gal. Pir. Calcop. Dol. Sid. Qz.	
	Fil. (N135°)	Gal. (Bl. Calcop.) Sid. Dol. Ank. Qz.	
	Fil. (N80°, 120°)	Gal. (Bl. Calcop.) Qz. Carb.	
	Fil. (N175°)	Gal. Bl. Pir. Calcop. Marc. Sulfosales. Qz.	
	Fil. (N86°)	Calcop. Covel. Calcop. Tetra. Sulf. Sales. Mal. Az Bar. Carb. Qz.	
	Fil. (N95°)	Tetra. Boulan. Calcop. Calcop. Covel. Gal. Pir. Bl. Mal. Az. Carb. Qz.	
	Fil. (N145°)	Calcop. Mal. Ox. Cu/Fe	
	Fil. (N110°)	Ox. Fe. Qz. Carb.	
	Fil. (N65°-80°)	Gal. Mal. Pir. (Cu grises). Marc. Sid. Dol. Qz.	
	Fil. (N135°)	Gal. (Calcop.) Mal. Dol. Ank. Qz.	El Burro
	Fil. (N20°-34°)	Ox. Fe. Qz. Carb.	
	Fil. (N45°-90°)	Gal. Pir. Calcop. Cu grises Bourn. Qz	El Español
	Fil. (N140°-170°)	Gal. Pir. (Calcop.) Mal. Qz. Carb.	
	Fil. (N20°-35°)	Arsen. Marc. Bl. Calcop. Gal. Cu grises Covel. Cerv. Dol. Bar. Qz.	
	Fil. (N75°)	Pir. Calcop. (Covel. Cu grises). Mal. Goe. Qz	
	Fil. (N140°)	Pir. Gal. Calcop. Az. Mal. Sulf. Cu. Covel. Ceru. Qz.	

Número	UTM		Sustancia	Término municipal y provincial	
	X	Y			
23 (75)	329400	4291500	Zn-Cu-Pb	Guadalmez-C. Real	
24 (74)	329425	4291875	Pb-Cu-Zn-Ag	Guadalmez-C. Real	
25 (76)	330150	4290750	Pb-Zn-Cu	Guadalmez-C. Real	
26	328775	4292350	Pb	Guadalmez-C. Real	
27	329675	4282850	Sb-Cu-Pb-Zn	Sta. Eufenia-Córdoba	
28 (78)	336825	4289700	Pb-Cu-Zn	Chillón-C. Real	
29 (79)	337300	4288125	Pb-Zn-Cu	Chillón-C. Real	
30 (81)	338225	4287575	Pb-Zn	Chillón-C. Real	
31	336825	4293725	Cu-Fe	Chillón-C. Real	
32 (73)	336125	4293125	Cu-Fe	Chillón-C. Real	
33	318700	4285925	Pb-Zn	Sta. Eufenia-Córdoba	
34	337625	4291025	Cu-Fe	Chillón-C. Real	
35	332300	4294250	Cu-Fe	Chillón-C. Real	
36	310900	4294800	Pb	Peñalsordo-Badajoz	

	Morfología	Mineralogía	Observaciones
	Fil. (N60°)	Bl. Pir. Calcop. Arsen. Gal. Sulfosales. Covel. Mal. Piro. Ox. Fe. Carb. Qz.	Sta. Catalina
	Fil. (N60°-70°)	Bl. Gal. Pir. Calcop. Sulfosales. Mal. Sid. Qz. Goe.	Bombita
	Fil. (N30°-130°)	Gal. Bl. Pir. Calcop. Qz.	Rafaelita-El Bombero
	Fil. Dir.Variable	Gal. Qz.	
	Fil. (N30°-35°)	Estb. Bert. Pir. Marc. Sb. ocres de Sb Covel. Mal. Gae. Qz.	Accesos
	Fil. (N165°)	Bl. Calcop. Gal. Mal. Qz. Cal. Bar.	Calderón
	Fil. (N45°)	Bl. Gal. Calcop. Pir. Tetra. Bourn. Marc. Covel. Cerv. Carb. Bar. Qz.	Encarnación
	Fil. (N85°)	Bl. Gal. Sid. Qz.	S. José y Andrea
	Fil. (N70°-75°)	Calcop. Mal. Qz.	
	Fil. (N5°)	Calcop. Mal. Ox. Fe. Carb. Qz.	
	Fil. (N80°)		
	Fil. (N120°)	Calcop. Mal. Ox. Fe. Qz.	
	Fil. (N60°)	Calcop. Ox. Fe. Carb. Qz.	
	Fil. (N110°)	Gal. Ox. Fe. Qz.	

A una escala mucho más modesta se explotaron intensamente los delgados niveles carbonatados del Ordovícico Superior (caliza Urbana) en los lugares donde afloraba (Ballesteros, Estación de Chillón, El Peralejo) para la obtención de cal.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Características hidrogeológicas

La Hoja de Chillón se localiza al este de la comarca de Vegas Altas del Guadiana y del doma extremeño, entre las provincias de Badajoz (Noroeste), Ciudad Real (noreste) y Córdoba (Sur). Aparecen en ella materiales que abarcan desde el Precámbrico al Cuaternario que tienen un comportamiento diferente desde el punto de vista hidrogeológico.

Destacan los afloramientos de materiales paleozoicos que le dan un relieve accidentado, totalmente distinto del de la penillanura de las Hojas situadas inmediatamente al Oeste y Noroeste. Están también representados aunque en mucha menor abundancia el Precámbrico y el Cuaternario, quedando unos pequeños afloramientos de Terciario en el cuadrante nororiental.

Los ríos Zújar y Guadalmez drenan toda su superficie prácticamente de Norte a Sur y de Este a Oeste respectivamente, antes de que sus aguas queden retenidas al Norte de la Hoja en el embalse que lleva el nombre del primero.

Los depósitos cuaternarios recientes, relacionados principalmente con los cursos de agua citados, no constituyen un acuífero importante ni siendo grande su interés desde un punto de vista hidrogeológico. Menor es aún la importancia hidrogeológica del resto de los materiales. Se explotan por pozos de caudal generalmente escaso.

Descripción de los materiales de la Hoja

Desde el punto de vista hidrogeológico se ha sintetizado la columna estratigráfica del Mapa Geológico a escala 1:50.000 en una serie de unidades de similar comportamiento hidrogeológico representadas en el mapa de síntesis a escala 1:200.000. La equivalencia con las unidades cartográficas se refleja en el Cuadro 1, donde se hace la descripción de las distintas unidades hidrogeológicas y su permeabilidad.

Cuadro 1. Equivalencia de unidades cartográficas con unidades hidrogeológicas

Unidad hidrogeológica	Unidad cartográfica	Edad	Permeabilidad
1	55 al 61	Cuaternario	Media-baja
2	58	Cuaternario	Media-alta
3	53 y 54	Pliocuaternario	Media-baja
4	8 al 52	Paleozoico	Media-baja-muy baja
5	6 y 7	Precámbrico	Baja-muy baja

— Precámbrico. Unidades 6 y 7

Los materiales más antiguos de la Hoja corresponde al dominio precámblico que no tiene un desarrollo tan grande como al oeste de la Hoja, donde constituye el llamado Domo extremeño. Litológicamente está formado por pizarras, grauvacas y microconglomerados que se disponen en facies que han sido interpretadas mediante modelos turbidíticos en relación con abanicos submarinos profundos. Presentan *una permeabilidad baja a muy baja* y son drenados por pequeños manantiales y pozos.

— Paleozoico. Unidades 8 al 52

Sus afloramientos forman las sierra que caracterizan la superficie de la Hoja. Esta representado por el Ordovícico, Silúrico, Devónico y Carbonífero. Destaca el relieve relacionado con la Cuarcita Armicana que se presenta en potentes niveles frecuentemente de orden métrico, de tonos blancos-grisáceos y amarillentos, y que por lo general esta muy recristalizada. El resto de la serie que es continua salvo entre el Devónico inferior y el superior,presenta unas alternancias de pizarras, cuarzoarenitas, lutitas, limolitas, etc. de carácter impermeable. Está representado principalmente en las sierras del Torozo y de la Moraleja.

La formación de Cuarcita Armicana presenta *una permeabilidad media por fracturación*, constituyendo acuíferos de interés local y que pueden atender pequeñas demandas de abastecimiento urbano (Zarzacapilla y Peñalsordo).

— Pliocuaternario. Unidades 53 y 54

Corresponde a los depósitos de rañas que en la Hoja aparecen al oeste del límite provincial entre Badajoz y Ciudad Real, al norte de la Hoja y dentro de Badajoz. La formación atribuida al Pliocuaternario está compuesta fundamentalmente por gravas de cantos de cuarcita, heterométricos, de poco a bien rodados en una matriz arenoso-limosa y arcillas de colores rojizos (dominantes) u ocres. El espesor es pequeño no suele pasar de los 6 m. *Presenta una permeabilidad media-baja por porosidad intergranular.*

— Cuaternario. Unidades 55 al 61

Se han diferenciado dos tipos de depósitos cuaternarios desde el punto de vista hidrogeológico, por una lado los depósitos relacionados con una dinámica fluvial (depósitos aluviales recientes) y por otro, los depósitos de ladera, pie de monte, etc., representados principalmente por coluviones.

Estos, están formados por bloques heterométricos de cuarcitas, gravas, limos arenosos, arenas y arcillas. Sus afloramientos más desarrollados están representados en todas las laderas de las sierras que constituyen la Hoja. La mayor proporción de limos y arcillas en este tipo de depósitos hacen que su *permeabilidad sea considerada como baja a media*. Los espesores alcanzados por estos depósitos son muy variados, desde medio metro hasta más de 10 m.

— *Depósitos aluviales de fondo de valle y llanura de inundación. Unidad 58*

Estos depósitos están bastante bien representados, a lo largo de los ríos Zújar y Guadalemez y sus afluentes. Corresponden a un depósito de limos, arenas y arcillas con numerosos lentejones de gravas. Estos sedimentos pueden superar los 5 m de espesor.

Los depósitos de fondo de valle y lechos menores aparecen cubiertos de gravas, limos y arcillas con espesores de pocos metros, (1 a 3). El mayor desarrollo de los depósitos aluviales se sitúa a lo largo de los cauces de los dos ríos citados. Los depósitos fluviales presentan una permeabilidad media-alta.

Inventario de puntos de agua

El inventario de puntos de agua exclusivamente referido a pozos y sondeos en la Hoja de Chillón se ha recogido a partir de la documentación elaborada por la Confederación Hidrográfica del Guadiana, realizada en 1989 y actualmente en revisión.

Los puntos de agua se encuentran irregularmente distribuidos por toda la superficie de la Hoja.

Las profundidades más frecuentes no suelen superar los 10 m. En general, el caudal de los pozos es inferior a 6 l/s, y se han llegado a medir caudales entre 10 y 14 l/s.

El uso de los pocos en las vegas está siempre relacionado con pequeños regadios mientras que una cantidad menor se destina para su uso doméstico y para la ganadería.

El volumen de extracción alcanzó en 1989, un caudal anual de **Dm³/a** para un total de puntos y la superficie de regadio con agua subterránea alcanzada fue de...

Esquema de modelo de funcionamiento Hidrogeológico

Las principales unidades hidrogeológicas que se han diferenciado en la Hoja de Chillón, vienen definidas por una serie de características litológicas bien distintas unas de otras, pero que no permiten establecer un modelo de funcionamiento hidrogeológico correcto.

La falta de una red de sondeos de control, hace que no se tenga una piezometría de las distintas unidades, donde se manifieste el sentido de la circulación del agua subterránea.

La recarga de las mismas se produce por infiltración directa de la lluvia, por recarga a partir de la red hidrológica superficial y por la percolación de los excedentes de riego.

Las extracciones mediante agua subterránea no son elevadas, inferiores a 1 Hm³/año, generalmente en pozos de poca profundidad y caudales medios entre 2 y 4 l/s.

7.2.2. Climatología

El clima de la zona es de tipo Mediterráneo subtropical-templado según la clasificación climática de Papadakis.

La precipitación media anual estimada para el período 1940-85, es próxima a los 475-500 mm/año. Esta se reparte en unos 82 días de lluvia concentrados en los meses de Octubre a Mayo principalmente, y con ausencia casi total de lluvias en verano.

La temperatura media de la zona es del orden de 17 °C, Julio y Agosto son los meses más calurosos del año, cuyas temperaturas máximas son superiores a los 40 °C, mientras que Diciembre es el mes más frío con mínimas absolutas inferiores a 2 °C. La duración media del período libre de heladas mínimo es de unos 6 meses.

La evapotranspiración potencial es muy elevada; su valor medio se estima en unos 900-950 mm/año.

7.2.3. Hidrología

Los ríos Guadalmez y Zujar recorren la Hoja de Norte a Sur y de Este a Oeste, constituyendo el segundo al norte de la zona el embalse que lleva su nombre, pero no hay dentro de la misma ninguna presa de relevancia.

7.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES

Los diferentes materiales que aparecen en la Hoja, han quedado cartografiados en el mapa geológico y su comportamiento geotécnico responde a las características particulares de cada uno de ellos.

Seguidamente se exponen las distintas Áreas y Zonas en que se han dividido los diferentes tramos cartográficos.

El criterio seguido para la determinación de las distintas áreas ha sido la separación inicial de las rocas en dos grupos. El primero esta constituido por las rocas filonianas y el segundo por las metasedimentarias y sedimentarias. A su vez, a este segundo grupo se le dividió en función de la edad de los materiales.

Para la separación de grupos se ha atendido fundamentalmente al factor litológico. Dentro de cada uno de ellos se tratará de dar una visión global sobre la excavabilidad, permeabilidad, capacidad de carga etc. que será válida para esta escala 1:50.000 y que servirá de referencia para los posteriores estudios de detalle en obras puntuales que se realicen en la Hoja.

Dentro de la Hoja de Chillón, se han distinguido cinco áreas y once zonas que corresponden a los siguientes tramos cartografiados en el mapa geológico.

ÁREA I

Zona I₁ : Tramos 1 al 5

ÁREA II

Zona II₁ : Tramos 6 y 7

ÁREA III

Zona III₁ : Tramos 8, 50 y 52

Zona III₂ : Tramos 9, 12, 14, 15, 18, 26, 29, 32, 34, 37, 39, 41 y 43

Zona III₃ : Tramos 10, 13, 17, 20, 22, 46, 47, 48 y 49

Zona III₄ : Tramos 11, 16, 21, 25, 27, 30, 31, 33, 38, 42, 44 y 45

Zona III₅ : Tramos 19, 35 y 51

Zona III₆ : Tramos 23, 24, 28, 36 y 40

ÁREA IV

Zona IV₁ : Tramo 53

ÁREA V

Zona V₁ : Tramos 56 al 59

Zona V₂ : Tramos 54, 55, 60 y 61

7.3.1. Áreas, zonas y tramos cartográficos con características geotécnicas similares

A continuación se describen la división de áreas y zonas establecidas dentro de la Hoja, así como los tramos cartográficos de cada una de ellas.

7.3.1.1. Área I

En este área aparece solo una zona bien individualizada que corresponde a las rocas filonianas.

— Zona I: (Tramos cartográficos 1 al 5).

En esta zona quedan incluidas las rocas filonianas. Su representación cartográfica es escasa y corresponden a granodioritas, riolitas, rocas subvolcánicas, lavas ácidas y cuarzo, intruidas según fracturas tardihercínicas, en los metasedimentos precámbrios y paleozoíticos.

Son materiales impermeables que podrían tener una posible permeabilidad por fracturación-diaclasamiento siempre que éstas no se encuentren selladas por materiales arcillosos

Estos materiales requieren voladura en roca sana y en las alteradas se podrá ripar con ayuda de martillo rompedor.

La capacidad de carga es alta en la roca sana disminuyendo en función del grado de alteración.

7.3.1.2. Área II

Solo una zona se encuentra separada en este área , el la que están incluidos los metasedimentos del Precámbrico Superior.

— Zona II: (Tramos cartográficos 6 y 7)

En esta zona, quedan incluidos los metasedimentos más antiguos de la Hoja, que corresponden a pizarras y grauvacas con areniscas y conglomerados del Precámbrico Superior.

Su comportamiento hidrogeológico es el de formaciones impermeables, en las que sólo existe escorrentía superficial o permeabilidad asociada a la fracturación.

Esta Zona no presenta problemas de carga. Las características de los materiales permiten para obras viarias y vaciados, taludes próximos a la verticalidad siempre que el buzamiento sea favorable.

7.3.1.3. Área III

En este área se han separado tres zonas bien diferenciadas en función de su litología pertenecientes al Paleozóico.

— Zona III₁: (Tramos cartográficos 8, 50 y 52)

Se encuentra constituida por conglomerados cuarcíticos.

La excavabilidad es difícil y en zonas despobladas se realizará con explosivos, pero en las proximidades a un núcleo de población, se tendrá que utilizar martillo rompedor.

El conglomerado es impermeable y solo tendrá una cierta infiltración por fracturación.

No presenta problemas de capacidad de carga.

— Zona III₂:(Tramos cartográficos 9, 12, 14, 15, 18, 26, 29, 32, 34, 37, 39, 41 y 43)

Los materiales que componen esta zona corresponden a conglomerados, areniscas y pizarras, que afloran en los relieves existentes en toda la Hoja.

El conjunto se encuentra con una morfología abrupta, de pendientes acusadas. La disagregación de los materiales se ve favorecida por el carácter tableado de los componentes. La excavabilidad de los materiales es media, por lo que se necesitará utilizar martillo rompedor y en algunos paquetes areniscosos y conglomeráticos de más de 1 m será necesario el uso de explosivos.

La capacidad de carga es buena y no presentará problemas de asientos. En taludes desfavorables se tendrá en cuenta el posible deslizamiento siguiendo planos de estratificación.

— Zona III₃: (Tramos cartográficos 10, 13, 17, 20, 22, 46, 47, 48 y 49)

Corresponden a esta zona, nueve tramos cartográficos de naturaleza pizarrosa que están presentes dentro de toda la serie paleozóica establecida en la Hoja.

Se trata de un conjunto formado esencialmente por pizarras grises y/o negras, ampelíticas, bien estratificadas en capas centimétricas a decamétricas, que intercalan según los tramos, calizas o areniscas, y que pueden constituir alternancias con grauvacas (Facies Culm).

El comportamiento hidrogeológico es el de materiales impermeables sobre los que se genera una escorrentía superficial. Localmente, es posible realizar captaciones de agua en zonas de fractura.

En conjunto, todos los materiales de este grupo tienen una resistencia a la excavabilidad de media a alta, por lo que será necesario el uso de martillo picador y en algunos casos (Tramos 46 al 48), incluso será necesario utilizar explosivos.

Dadas las características de estos materiales, no se presentarán problemas de carga.

— Zona III₄: (Tramos cartográficos 11, 16, 21, 25, 27, 30, 31, 33, 38, 42, 44 y 45)

Los materiales de este tramo son cuarcitas blancas y areniscas cuarcíticas que dan lugar a los relieves más altos de la Hoja.

La morfología abrupta con pendientes acusadas, unida a la elevada fracturación y extensas zonas coluviales adosadas, hacen que esta zona tenga unas características geomorfológicas desfavorables.

El conjunto es impermeable, pero favorecido por el diaclasamiento y la fracturación se desarrolla una permeabilidad asociada, con existencia de fuentes que funcionan en régimen intermitente.

Para su excavación será necesario utilizar explosivos.

No se presentarán problemas de carga pero es posible que se produzcan desprendimientos de bloques.

— Zona III₅: (Tramos cartográficos 19, 35 y 51)

Lo constituyen las calizas y dolomias, calizas y calizas detriticas bioclasticas que se encuentran intercaladas, con escasa representación cartográfica, dentro la serie palozoica.

Estos materiales se comportan como formaciones permeables por fisuración y/o karstificación.

Son rocas difíciles de excavar y su capacidad de carga es buena, aunque se tienen que eludir posibles áreas karstificadas.

— Zona III₆: (Tramos cartográficos 23, 24, 28, 36 y 40)

Se incluyen en esta grupo distintos tramos cartográficos de origen volcanico que tuvieron su origen en distintos episodios de la serie paleozóica de la región.

Lo constituyen tobas ácidas y básicas, piroclastos y brechas volcánicas, con escasa representación cartográfica dentro de la Hoja.

Son materiales impermeables que pueden tener una permeabilidad ligada a la fracturación.

En general, son materiales no ripables, aunque las zonas alteradas podrán riparse con relativa facilidad. Presentan buena capacidad de carga.

7.3.1.4. Área IV

En este área queda reflejada una única zona bien representativa que pertenece al Terciario.

— Zona IV₁: (Tramo cartográfico 53)

Corresponde a una zona de conglomerados, y de cantes cuarcíticos con arcillas y arenas que presentan una morfología horizontalizada con ligeras inclinaciones hacia el sur.

Es una formación impermeable a permeable en función del contenido en arcillas que permite acuíferos aislados de escasa cantidad por la poca potencia de sus sedimentos.

Son materiales ripables con buena capacidad de carga y asentamientos de tipo medio.

7.3.1.5. Área V

Dentro de este área se han diferenciado dos zonas en función de la génesis de sus materiales y su posición espacial. Los únicos grupos litológicos de este orden son los sedimentos cuaternarios existentes en esta Hoja.

— Zona V₁: (Tramos cartográficos 56 al 59)

Dentro de estos se incluyen las gravas, arenas y arcillas que dan lugar a las barras, fondos de valle y terrazas existentes. En general son sedimentos permeables y su drenaje se efectúa por infiltración.

Como características mecánicas más significativas mencionar que se trata de sedimentos fáciles de excavar y que su capacidad de carga es media, pudiendo presentando problemas de asientos diferenciales.

En las excavaciones y zanjas a realizar en los fondos de valle y barras, es posible la presencia del nivel freático alto.

— Zona V₂: (Tramos cartográficos 54, 55, 60 y 61)

En esta zona se incluyen los cantes de pizarras, cuarcitas, arenas y arcillas correspondientes a los glacis, conos de deyección y coluviones, que aparecen adosados a los mayores relieves de la Hoja. Dada la morfología de los mismos, es posible que den lugar a deslizamientos en los puntos de mayor pendiente.

El conjunto es permeable-semipermeable y el drenaje se efectuará por infiltración y escorrentía, respectivamente.

La excavabilidad es buena y la capacidad de carga baja. El carácter errático de estos materiales puede provocar asientos diferenciales en las obras que se efectúen sobre ellos.

7.4. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

En la Hoja de Chillón (807) están representados todos los materiales que caracterizan el Precámbrico y Paleozoico del sector meridional de la zona Centroibérica, pero en cambio apenas están representados materiales posteriores (recubrimientos pliocuaternarios) ni rocas ígneas graníticas (los granitoides).

Además todos estos materiales sedimentarios están afectados por casi todas las sucesivas fases de deformación que afectaron a este sector del hercínico a lo largo de su historia geológica dando lugar, por erosión diferencial de los materiales más incompetentes, a un relieve de tipo apalachiano más o menos desarrollado.

De todo ello se deduce un enorme potencial en esta región en relación a lugares que reúnan características de PIG únicamente disminuido por la presencia generalizada de depósitos coluviales y eluviales que enmascaran numerosos posibles afloramientos

Se han inventariado y seleccionado un total de 11 Puntos de Interés Geológico.

7.4.1. Descripción de los puntos de interés geológico

Punto 1. Sierra de la Virgen del Castillo

Desde lo alto de la sierra, donde se sitúa una ermita entre los restos de un castillo de origen árabe, se tiene un buen punto de observación del relieve característico de esta región: Sinclinales de Almadén y Guadalmez y Anticlinal de Alcudia.

Se llega a lo alto de la sierra por una pequeña carretera que parte del puente de Chillón, en la carretera a la estación de Chillón.

Punto 2. Falla de Capilla

Fractura tardihercínica transcurrente con desplazamiento dextral de gran continuidad lateral y desplazamiento en horizontal de unos 4 kms.

Los mejores puntos para observarla es en los tramos en que está atravesada por la carretera nueva de Chillón a Cabeza del Buey en ambos márgenes del río Zújar.

Punto 3. Falla de Alamillo

En una falla paralela a la falla de Capilla, con características y valor del desplazamiento producido similar o algo menor, hay un tramo que presenta una inflexión en su dirección en la zona del cerro Ballesteros-cerro Narón. El plano de falla en esta zona buza al N y el Precámbrico superior se superpone al Paleozoico durante un buen trecho.

Destaca la fuerte vergencia sur producida por la falla inversa en los pliegues que se observan en el talud de FFCC (km 287 y 288) Badajoz-Ciudad Real, que afectan a los materiales del Ordovícico.

Punto 4

Retazos de coluviones semicompactados y cementados de colores rojos y ocres anteriores al encajamiento de la red fluvial actual y que enlazan las pendientes de los relieves con el pedimento erosivo (penillanura).

Se localizan en el camino de Zarzacapilla al cementerio, también hacia el sur del pueblo y en peores condiciones al pie del mismo pueblo en dirección Norte.

Punto 5

Afloramientos elipsoidales de rocas subvolcánicas ácidas con texturas fluidales encajando en el Precámbrico Superior.

Se sitúan en la orilla derecha del río Valdeazogues y se llega desde la carretera C-411 Almadén-Córdoba, cogiendo una pista que sale hacia el Este desde aproximadamente el km 7 de dicha carretera, a unos 2 km.

Punto 6

Facies arenosas y pelíticas con características turbidíticas en el Precámbrico Superior.

Se pueden observar en el talud de la carretera de Chillón a Cabeza del Buey a unos 2 km al Oeste de Peñalsordo.

Punto 7

Facies y asociaciones de facies arenosas y cuarcíticas del Silúrico inferior. La serie está ligeramente invertida y a techo se observa una intrusión de tipo «sill» de carácter básico, muy alterada.

La localidad se sitúa a unos 18 km de Chillón en el talud de la carretera local a Cabeza del Buey, después de cruzar el viaducto sobre el río Zújar.

Punto 8

Facies y asociaciones de facies terrígenas en el Ordovícico del sinclinal de Guadalmez; abundantes estructuras sedimentarias y actividad orgánica (bioturbación).

En el talud de la carretera local de Chillón a Cabeza del Buey, a unos 19 km de Chillón, después de cruzar el río Zújar, continuando por la carretera que va hacia la estación de Belalcazar.

Punto 9

Serie de tránsito del Devónico al Carbonífero de carácter mixto terrígeno-carbonatado, aunque predominan los siliciclásticos. Los niveles carbonatados son de carácter bioclástico con abundante microfauna.

Se llega desde Guadalmez, cogiendo un camino que sale hacia el Este siguiendo la orilla derecha del río Guadalmez, a unos 2,5 km del pueblo.

Punto 10

Facies y asociaciones de facies arenosas del Ordovícico medio-superior de plataforma somera con características tempestíticas. Fauna de invertebrados abundante como delgadas lumaque-

las en las pelitas o en la base de las capas arenosas. Intercalación ígnea intrusiva básica («sill»).

Se pueden observar en el talud de la nueva carretera de Guadalmez al puente sobre el río Zújar (a Peñalsordo), a unos 3 km de Guadalmez.

Punto 11

Se trata de un pequeño indicio minero con una interesante paragénesis de minerales primarios y secundarios de Sb-Cu. Sus características y posición sugieren que está relacionado con un metalotecto estratoide (Ordovícico superior, niveles silíceos y detríticos equivalentes a la caliza Urbana y posible niveles volcánicos) aunque su morfología predominante es filoniana, por removilización de la mineralización primaria a favor de fracturas.

Se llega a él desde la carretera comarcal C-411, Almadén-Córdoba, cogiendo una pista hacia el Oeste aproximadamente en el km 21, a unos 3,5 km del cruce.

8. BIBLIOGRAFÍA

ADARO, S. A. y MAYASA (1991). Síntesis previa para la evaluación del potencial minero del Complejo Esquisto Grauváquico. Informe Interno ITGE.

ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, J. y FELGUEROZO, C. (1962). Estudio geológico de la región de Almadén. Bol. Inst. Geol. Min. de España. Tomo 71. p 193-327.

ÁLVAREZ-NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J. L.; GIL-TOJA, A.; HERNÁNDEZ-URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MONTESERÍN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M. V.; PICART, J.; ROBLES CASAS, R.; SANTAMARÍA, J. y SOLE, F. J. (1988). Unidades litoestratigráficas de los materiales precámbrico-cámbicos de la mitad suroriental de la Zona Centroibérica. II Congr. Geol. de España. Comunicaciones vol. I, 19-22, 1 fig., Granada.

AMOR, J. M. y ORTEGA, E. (1987). Memoria explicativa de la Hoja 809, Tirteafuera. Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2.^a serie, plan MAGNA. IGME, 56 pp.

ARBIN, P. y TAMAÍN, G. (1973). Les chevauchements intraalcudiens de la Ribera de Riofrío (Valdemanco del Esteras, et de l'Arroyo de Tamizjar (Cabezarrubias), dans le sud de la Meseta Iberique. C.R. Acad. Sc. Paris, T. 227, pp. 1291-1294.

BASTIDA, F. (1981). La esquistosidad primaria: una síntesis sobre las características y desarrollo. Trab. Geol. Univ. Oviedo, T. 11, pp. 35-54.

BLANCHERE, H. (1978). *Etude Geologique et Miniere de la region de Chillon, El Borracho (Sin-clinal d'Almadén)*. Ciudad Real, Espagne. Tesis Doctoral. Univ. de Paris Sud. Centre d'Orsay.

- BOUma, A. H. (1962). *Sedimentology of some flysch deposits*. Felsevicc, Amsterdam, 168 pp.
- Bouyx, E. (1962). La edad de los esquistos de Alcudia. *Not y Com. IGME* n.º 66, pp. 197-200.
- (1967). Repartición vertical de pistas de trilobites en el Ordoviciense inferior de la provincia de Ciudad Real. *Notas y Comunicaciones IGME* 99-100, pp. 177-180.
- (1970). Contribution a l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz). *Mem. Inst. Geol. Min.* 73, pp. 1-263.
- BRENCHLEY, P. J.; ROMANO, M.; YOUNG, T. P. y STORCH, P. (1991). Hirmantian glaciomarine diamictites-evidence for the spread of glaciation and its effect on Upper Ordovician faunas. In Barnes, C.R. & Williams, S. H. (eds.). *Advances in Ordovician Geology*. *Geol. Surv. Canada*, pap. 90-9: 325-336.
- CALVO, A. A. (1993). Conodontos del Devónico Inferior en el Sinclinal de Herrera del Duque (Badajoz, SO de España). *Coloquios Paleontología*, 45: 9-42
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNÁNDEZ CASALS, M.ª J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VEGAS, R. (1977). The Precambrian in the Central part of the Iberian Massif. *Estudios Geol.* 33 (4), pp. 343-355.
- CAPOTE, R.; GUTIÉRREZ ELORZA y VEGAS, R. (1971). Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del E de Cáceres. *Bol. Geol. y Min.* 82, pp. 147-151.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950). Quelques remarques sur la tectonique du Portugal. *Bol. Soc. Geol. Portugal* n.º 8, pp. 193-206.
- CARVAJAL, A. y MATAS, J. (1992). A proposal for the seismotectonic zonation of the Hesperian Massif. XXIII General Assambly of the European Seismological Comission. Volumen II, pp. 270-273. Czechoslovakia.
- CASTRO, A. (1984). *Los granitoides y la estructura hercínica en Extremadura Central*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca.
- CRESPO, V. y REY, J. (1971). Contribución al estudio del Valle de Alcudia. *Bol. Geol. y Min.* 82, 6, pp. 512-515.
- CRESPO, V. y TAMAIN, F. (1971). Mise en evidence de niveaux carbonatés intestratifiés dans l'Alcudien de la Sierra Morena Centrale (Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 272; pp. 688-690.
- DÍEZ DEL OLMO, F. y GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1983). Observaciones sobre la Geomorfología del Batolito de Santa Olalla de Cala (Huelva, Badajoz y Sevilla). *Bol. Geol. Min. Esp.* vol. 94, n.º 3, p. 179-186.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1980). La sucesión estratigráfica del Complejo Esquistograuváquico al Sur de Salamanca. *Estudios Geol.* vol. 36, pp. 131-138.

- (1986). *El complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca*. Ed. Universidad de Salamanca, Salamanca.
- FORTÉY, R. A. (1984). Global earlier Ordovician transgressions and regressions and their biological implications. En BRUTON, D. L. (ed.). *Aspects of the Ordovician System*. Palaeont. Contr. Univ. Oslo, 295: 37-50.
- GABALDÓN, V. (1990). Plataformas siliciclásticas externas: Facies y su distribución areal (Plataformas dominadas por tormentas). Parte I. *Bol. IGME*, vol. 101-5, pp. 701-760.
- GARCÍA HIDALGO, J. F. (1993). Las pistas fósiles del Alcudiense Superior en el anticlinal de Ibor. Consideraciones cronoestratigráficas. *GEOGACETA*, 13, pp. 33-35.
- (1995). El Proterozoico de la terminación suroriental del Anticlinal de Ibor (NE de Badajoz, España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 90 (1-4) pp. 5-19.
- GARCÍA SANSEGUNDO, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S. y ORTEGA, E. (1987). Memoria explicativa de la Hoja n.º 808, Almadén. *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2.ª serie, plan MAGNA*. IGME, 60 pp.
- GARCÍA SANSEGUNDO, J.; LORENZO, S. y VÁZQUEZ, J. (1987). *Mapa Geológico de España, 1:50.000, 2.ª serie MAGNA*. Memoria de la Hoja n.º 781 (Siruela). IGME.
- GÓMEZ AMELIA, D. (1985). *La Penillanura extremeña: estudio geomorfológico*. Tesis Doctoral. Univ. de Extremadura. 397 pp.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C. y RÁBANO, L. (1987). Trilobites y Graptolitos de las lumaquelas terminales de los «Bancos Mixtos» (Ordovícico superior de la zona Centroibérica meridional): Elementos nuevos o poco conocidos. *Bol. Geol. Min.*, 98, 5: 647-669.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C. y PINEDA VELASCO, A. (1988). Datos bioestratigráficos sobre los materiales silúricos del subsuelo de El Centenillo (Jaén). II Congreso Geológico de España. Granada, I: 91-94.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; SAN JOSÉ, M. A. de y PIEREN, A. P. (1990). Central Iberian Zone. Autochthonous Sequences. Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy. En DALLMEYER, R. D. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (eds.) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verlag: 160-171.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; RÁBANO, J.; PRIETO, M. y MARTÍN, J. (1984). Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la zona Centroibérica (España). *Cuad. Geol. Ibérica*, 9: 287-319.
- HAFENRICHTER, M. (1979). Paläontologisch-Ökologische und lithofazielle Untersuchungen des «Ashgill-Kalkes» (Jungordovizium) in Spanien. *Arb. Paläont. Inst. Würzburg*, 3: 1-139.
- (1980). The lower and upper boundary of the Ordovician System of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain. Part II: The Ordovician-Silurian boundary in Spain. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 160, I: 138-148.

- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1947). Ensayo de la morfogénesis de la Extremadura Central. *Not. y Com. IGME* 17; pp. 167.
- HERÁNDEZ SAN PELAYO, P. (1926). Yacimientos de graptolitos en la zona de Almaden. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 26 pp. 435-438.
- HERRANZ, P.; SAN JOSÉ, M. A. de y VILAS, L. (1977). Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo y el Valle del Matachel. *Estudios geol.*, 33, 4: 327-342.
- IGME (1971-1972). *Mapa Geológico de España. E. 1:200.000*. Síntesis de la Cartografía existente. Hojas n.º 52 (Talavera de la Reina), 53 (Toledo), 60 (Villanueva de la Serena) y 61 (Ciudad Real).
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBERO, A. y CONDE, L. S. (1972). *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1:100.000*. IGME.
- LÓPEZ DÍAZ, F. (1994). Estratigrafía de los materiales anteordovícicos del anticlinal de Navalpino (Zona Centroibérica). *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (1-2), 31-45.
- LAURET, J. (1974). *Recherches géologiques et miniers dans la région de Almaden-Almendralejo (Espagne)*. These Doctoral. Univ. de Paris Sud Centre d'Orsay.
- LORENZO, S. y SOLE, J. (1988). La discordancia intraprecámbrica y la estratigrafía del Precámbrico superior en el sector suroriental del anticlinal de Abenójar-Tirteafuera. II Congr. Geol. de España. Comunicaciones, vol. I, 115-118.
- LOTZE, F. (1945). Zur Gliederung des Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6: 78-92.
- (1956a). Das Prökambrium Spaniens. *N. Jb. Geol. Paläont.*, 8: 373-380.
- (1956b). Über Sardischen bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung. *Geotekt. Symposium H. Stille*: 129-139.
- MARTÍN HERRERO, D. (1989). Los materiales Precámbrico-Cárnicos al O y S de Ciudad Rodrigo (Salamanca); series, discordancias y correlaciones. *Bol. Inst. Geom. de España*. Vol. 100-2, pp. 169-177. ITGE.
- (1989). La estructura de los materiales Precámbrico-Cárnicos al O de Ciudad Rodrigo (Salamanca). *Bol. Inst. Geom. de España*. Vol. 100-6, pp. 1033-1045. ITGE.
- MARTÍN HERRERO, D.; ALBERT COLOMER, V.; LÓPEZ PLAZA, M. y RODRÍGUEZ ALONSO, M.ª D. (1987). *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. 2.ª serie*. Hoja n.º 525 (10-21). Ciudad Rodrigo. ITGE.
- MARTÍN HERRERO, D.; UGIDOS MEANA, J. M.ª; NOZAL MARTÍN, F. y PARDO ALONSO, M. V. (1987). *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. 2.ª Serie*. Hoja n.º 527 (10-21). Tamames. ITGE.

- Martínez Rius, A. (1980). *Estudio geométrico de pliegues cónicos y su aplicación en la terminación occidental del Sinclinal de Guadalmez*. Tesis de Licenciatura. Mem. Inst. Geol. Mln. España.
- MATAS, J. et al. (in litt). *Mapa Geológico de España 1:50.000, 2.ª serie MAGNA*. Memoria de la Hoja n.º 732 (Valdecaballeros). IGME.
- MITCHUM, R. M. Jr.; VAIL, P. R.; THOMPSON, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 2. The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: *Seismic stratigraphic. Applications to hidrocarbon exploration* (C. E. Payton, Ed.). Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir, 26: 53-62.
- MITROFANOV, F. P. y TIMOFIEV, M. (1977). *Premier étude des microfaunes du Précambrien de la Péninsule Ibérique*. Inst. Geol. Geocron. Précambrien, Leningrad, 2 págs. (Inéd.).
- MORENO, F. (1974). Las Formaciones Anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa. *Bol. Geol. Min.* 85, 4, pp. 396-400.
- (1975). Olistostromas fangoconglomerados y «slumps folds». Distribución de facies en las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el Anticlinal de Valdelacasa (prov. Toledo, Cáceres y Ciudad Real). *Estudios Geol.*, vol. 31, pp. 246-260.
- (1977). *Estudio Geológico de los Montes de Toledo, occidentales*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Inédita.
- MÜLLER, W. (1929). Die fauna der Frasnes-Stafe ber Almadén (Sierra Morena, Spanien). *Abh. Senck. Naturf. Geo.*, 41 (5), p. 243-282.
- MUTTI, E.; NORMARK, W. R. (1991). *An integrated approach to the study of Turbidite Systems. In Seismic facies and Sedimentary Processes of Submarine fans and Turbidite Systems*. Springer-Verlag New York. Inc.
- MUTTI, E.; RICCI-LUCCHI, F. (1975). Turbidite facies and facies associations, in «Exemples of Turbidite Facies and Facies Associations from Selected Tornations- Nortlezn Apennines».
- MUTTI, E.; SONNINO, M. (1981). Compensation cycles a diagnostic feature of turbidite sandstone lobes. Abs of the 2.ª European Regional Meeting IAS, Bologna. p 120-123.
- NOZAL MARTÍN, F.; GARCÍA CASQUERO, J. L. y PICART BOIRA, J. (1988). Discordancia Intraprecámbrica y series sedimentarias en el sector sur-oriental de los Montes de Toledo. *Bol. Geo. Min.*, 99 (4). 473-489, 8 fig. 1 map. Madrid.
- NOZAL, F. y ROBLES CASAS, R. (1988). Series y correlación de los materiales anteordovícicos en los Montes de Toledo y el sur de Salamanca. II Congr. Geol. de España. Comunicaciones vol. I, 139-143.
- OEN ING SOEN (1970). Granite intrusion folding and metamorphism in Central northern Portugal. *B.G.M.E.*, LXXXI, 271-198.

- OLIVÉ, A.; PORTERO, J. M.; ÁLVARO, M.; PIEREN, A.; AGUILAR, M. J.; DABRIO, C.; NOZAL, F. (1989). Memoria explicativa de la Hoja 756 (Herrera del Duque). *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000* (2.^a Serie). ITGE. 92 págs.
- ORTEGA, E. y GONZÁLEZ-LODEIRO, E. (1983, publ. 1986). La Discordancia intra-Alcudiense en el dominio meridional de la zona Centroibérica. *Brev. Geol. Astur.*, n.^o 3-4.
- ORTEGA, E.; HERNÁNDEZ, J. y GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1988). Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales anteordovícicos en la parte suroriental del autóctono de la zona Centroibérica. II Congreso Geológico de España. Granada. Simposio sobre cinturones orogénicos, pp. 85-89.
- PALACIOS, T. (1989). *Microfósiles de pared orgánica del Proterozoico Superior (Región central de la Península Ibérica)*. Mem. Museo de Paleont., Universidad de Zaragoza.
- PALERÓ, F. J. (1993). Tectónica pre-hercínica de las series infraordovícicas del anticlinal de Alcudia y la discordancia intraprecámbrica en su parte oriental (Sector meridional de la Zona Centroibérica). *Bol. Inst. Geol. y Min.* vol. 104-3, pp. 227-242.
- PARDO, M. V. (1983). *Bioestratigrafía del Devónico de Almadén*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Oviedo.
- PARDO, H. V. y ROBLES, R. (1988). La discordancia basal del Grupo Valdelacasa en el Anticlinal de Valdelacasa (sector Central de los Montes de Toledo). II Congr. Español de Geol. Comunicaciones, vol. II, pp. 165-168.
- PARDO, M. V. y SANTAMARÍA, J. (1992). El Precámbrico del Anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo. Zona Centroibérica). Un puzzle en vías de resolución. III Congreso Geológico de España. Actas de las sesiones científicas, t. I, pp. 175-179.
- PARDO, M. V. y GARCÍA-ALCARDE, J. L. (1984). Bioestratigrafía del Devónico de la región de Almadén (Ciudad Real, España). *Trabajos de Geología*. Tomo 14. Universidad de Oviedo.
- (1994). El Devónico de la Zona Centroibérica. X Jornadas de Paleontología. Madrid, pp. 153-156.
- PARGA, J. R. y VEGAS, R. (1974). El Precámbrico en el cinturón hercínico de la Península Ibérica. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*. I cent., pp. 329-345.
- PARIS, F.; ROBARDET, M.; DURAND, J. y NOBLET, C. (1982). The Lower Paleozoic transgression in Southwestern Europe. *Palaeontological Contributions of the University of Oslo*, 280, 41.
- PARIS, F.; ELAOUAD-DEBBAJ, Z.; JAGLIN, J. C.; MASSA, D. y OUЛЕSBSIR, L. (1995). Chitinozoans and late Ordovician glacial events on Gondwana. In COOPER, J. D.; DROSER, M. L. y FINNEY, S. C. (eds.): *Ordovician Odyssey. Short Papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System*. The Pacific Section Society for Sedimentary Geology, 171-176.

- PÉREZ LORENTE, F. (1979). *Geología de la Zona Ossa-Morena al Norte de Córdoba (Pozoblanco-Belmez-Villaviciosa de Córdoba)*. Tesis Doctoral. Univ. de Granada.
- PIEREN PIDAL, A. P. y HERRANZ ARAUJO, P. (1988). *Presencia y caracterización del «Alcudiense Superior» (Vendiense) en el entronque de La Serena y el Valle de Alcudia (Este de la Provincia de Badajoz)*. Temas Geol. Min. Simposios, 9, 91-100, 2 fig., 1 map., Madrid.
- PIEREN, A. P.; HERRANZ, P. y GARCÍA SIL, S. (1991). Evolución de los depósitos continentales del Proterozoico superior en «La Serena», Badajoz (Zona Centroibérica). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 16: 179-191.
- PORTERO GARCÍA, J. M. y DABRIO GONZÁLEZ, C. (1988). Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo meridionales y Campo de Calatrava. II Congreso Geol. España, Granada, I: 161-164.
- POSAMENTIER, H. W.; JERVEY, M. T. y VAIL, P. R. (1988). Eustatic control on clastic deposition. En J. C. WAGONER (ed.) *Sea-level exchange- an integrated approach*. Society Economic Paleontologists Special Publication.
- PUSCHMANN, H. (1964). Stratigraphie der Devon Mulde von Herrera del Duque. Dissertation. Hildeberg (inédito).
- (1970). Eine Paleogeographie des Devons auf der Iberischen Halbinsel Z. *Deutsch. Geol. Ges.* 120 (1968), pp. 107-118.
- (1970). Das Palaeozoikum der nordlischen Sierra Morena am Beispiel der Mulde von Herrera del Duque (Spanien). *Geol. Dtsch.* 19 (3), pp. 309-329.
- QUESADA, C. (1990a). Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185: 225-245.
- RANSAY, J. G. (1967). *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw. Hill Book G., 568 pp.
- RANSWEILLER, M. (1968). Stratigraphie und tektonik der Extremadura im Bereich der Orte Herrera del Duque, Helechosa und Villarta de los Montes (Spanien). *Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Munster*, pp. 1-100.
- RÍOS, L. M. y ORCHE, E. (1975). Investigación geológica de la zona de Guadalmez-Alamillo. Catedra de Geología de la ETSIM Madrid. 81p. Informe interno. MAYASA.
- ROBARDET, M.; VEGAS, R. y PARIS, F. (1980). El techo del Ordovícico en el centro de la Península Ibérica. *Studia Geologica* 16, pp. 103-121.
- ROBARDET, M. (1981). Late Ordovician tillites in the Iberian Peninsula. In HAMBERG, M. J. y HARLAND, W. B. (eds.): *Earth's pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge Univ. Press: 585-589.

- ROBARDET, M. y DORÉ, F. (1988). The Late Ordovician diamictitic formations from Southwestern Europe: north-Gondwana glaciomarine deposits. *Paleogeogra., Paleoclimatol., Palaeoecol.*, 66: 19-31.
- ROBARDET, M.; VEGAS, R. y PARÍS, F. (1980). El techo del Ordovícico en el centro de la Península Ibérica. *Stud. Geol.*, 16: 103-121.
- ROBLES, R. y ÁLVAREZ-NAVA, H. (1988). Los materiales precámbrico-cámbicos del domo de las Hurdes: existencia de tres series sedimentarias separados por discordancia. SO de Salamanca (Zona Centro-Ibérico). II Cong. Español de Geol. Comunicaciones vol. I, 185-188.
- RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. (1985). El Complejo Esquisto-Grauváquico y el Paleozoico en el centro-oeste español. *Acta Salmanticensia, Sec. Ciencias*, 51: 1-174.
- RODRÍGUEZ NÚÑEZ, V. M.; GUTIÉRREZ MARCO, J. C. y SARMIENTO, G. N. (1989). Rasgos bioestratigráficos de la sucesión silúrica del Sinclinal del Guadarranque (provincias de Cáceres, Badajoz y Ciudad Real). *COL-PA*, 42: 83-106.
- RODRÍGUEZ PEVIDA, L. et al. (1990). *Mapa Geológico de España E 1:50.0000. 2.ª Serie. Hoja n.º 833 (Hinojosa del Duque)*. ITGE.
- ROIz, J. M. (1979). *La estructura y la sedimentación hercíniana, en especial el Precámbrico superior, en la región de Ciudad Real-Puertollano*. Tesis Univer. Complutense Madrid, pp. 1-254.
- ROIz, J. M. y VEGAS, R. (1980). Formaciones ordovícicas y anteordovícicas del Anticlinal del Tirteafuera (Sur de la provincia de Ciudad Real). *Stvdia Geol. Salm.*, 16, 27-36.
- SAN JOSÉ, M. A.; PELÁEZ, J. R.; VILAS MINONDO, L. y HERRANZ, R. P. (1974). Las series Ordovícicas y Preordovícicas del sector central de los Montes de Toledo. *Bol. Geol. y Min.*, LXXXV-I, 21-31.
- SAN JOSÉ, M. A. de (1981). Estudio estratigráfico de los materiales preordovícicos del Anticlinal de Navalpino (provincia de Ciudad Real y Badajoz). Memoria final Beca Fundación Juan March. Madrid, 154 pp. (inédito).
- (1983). El complejo sedimentario pelítico-grauváquico. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, 91-100.
- (1984). Los materiales anteordovícicos del Anticlinal de Navalpino (Badajoz y C. Real, España Central). *Cuad. Geol. Ibérica*, 9, 81-117.
- SAN JOSÉ, M. A.; PIEREN, A. P.; GARCÍA-HIDALGO, J. F.; VILAS, L.; HERRANZ, P.; PELÁEZ, J. R. y PEREJÓN, A. (1990). Ante-Ordovician stratigraphy, autochthonous sequences of the Central Iberian Zone. En R. D. DALLMEYER y E. MARTÍNEZ GARCÍA (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 147-159. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- SAN JOSÉ, M. A. et al. (1992). El Paleozoico Inferior del So de la Meseta (Zona Centroibérica meridional). En *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Univ. de Extremadura. p. 523-534.

- SANTAMARÍA, J. (1995). *Los yacimientos de fosfato sedimentario en el límite Precámbrico-Cámbrico del Anticlinal de Valdelacasa (Zona Centroibérica)*. Tesis Doctoral. Univ. Autónoma de Barcelona. 233 pp.
- SARMIENTO, G. N. Y RODRÍGUEZ NÚÑEZ, V. M. (1991). Conodontos telychienses (Siulurico Inferior) del Sinclinal de guadarranque (Zona Centroibérica, Macizo Hespérico). *Rev. Esp. Paleont.*, n.º extr. julio, p. 151-156.
- SAUPE, F. (1971). La serie ordoviciense et Silurienne d'Almaden (prov. C. Real, Espagne). Point des connaissances actuelles. *Mem. B.R.G.M.*, 73, pp. 355-365. Brest.
- (1973). La Geologie du gisement de mercure D'Almaden. *Sciences de la Terre*. Mem. n.º 29, pp. 1-342.
- SELLÉY, R. C. (1970). *Ancient sedimentary environments*. Chapman 2 Hall. 237 pp.
- TAMAIN, G. (1971). L'Ordovicien est marianique (Espagne). Sa Place dans la province mediterranéenne. *Mém. B.R.G.M.* 73, pp. 403-416. Brest.
- (1972). Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne). These Univ. Paris-Sud (Orsay) 3, pp. 1-870.
- TEIXEIRA, C. (1995). Os Conglomerados de Complexo xistograuvaquico antesilurico. Sua importancia geológica y paleogeográfica. *Com. Ser. Geol. Portugal*. n.º 35, pp. 5-19.
- VEGAS, R. (1971). Precisiones sobre el Cámbrico del Centro y S de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el valle de Alcudia y en las sierras de Cáceres y N de Badajoz. *Estudios Geol.* vol. 27, pp. 414-425.
- (1974). Repartición de las series anteordovícicas del SW de España. *Bol. Geol. y Min.* 85 (2): pp. 157-170.
- VEGAS, R.; ROIZ, J. M. y MORENO, F. (1977). Significado del complejo esquistoso-grauváquico en relación con otras series «pre-arenig» de España Central. *Studia Geologica*, 12, pp. 207-215.
- VIDAL, M. y LOZAC'H, Y. (1976). Etude Géologique de la terminaison occidentale de la Vallée de l'Alcudia. *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.*, 91-Orsay. 160 págs., 99 figs., 3 láms., 1 map. París.
- VIDAL, G.; JENSEN, S. y PALACIOS, T. (1994). Neoproterozoic (Vendian) ichnofossils from Lower Alcudian strata in central Spain. *Geological Magazine*, 131 (2), 169-179.
- VIDAL, G.; PALACIOS, T.; GÁMEZ-VINTANED, J. A.; DÍEZ BALDA, M. A. y GRANT, S. W. F. (1994). Neoproterozoic-early Cambrian geology and palaeontology of Iberia. *Geological Magazine*, 131 (6), 729-765.
- WALKER, R. G. et al (1984). Shelf and shallow marine sands. In: *Facies Models*. 2nd ed. /Ed by R.G. Walker), pp. 141-170. Geoscience Canadá. Reprint Series 1. Geological Association of Canadá.



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN Y CIENCIA

ISBN 84-7840-583-6

9 788478 405831