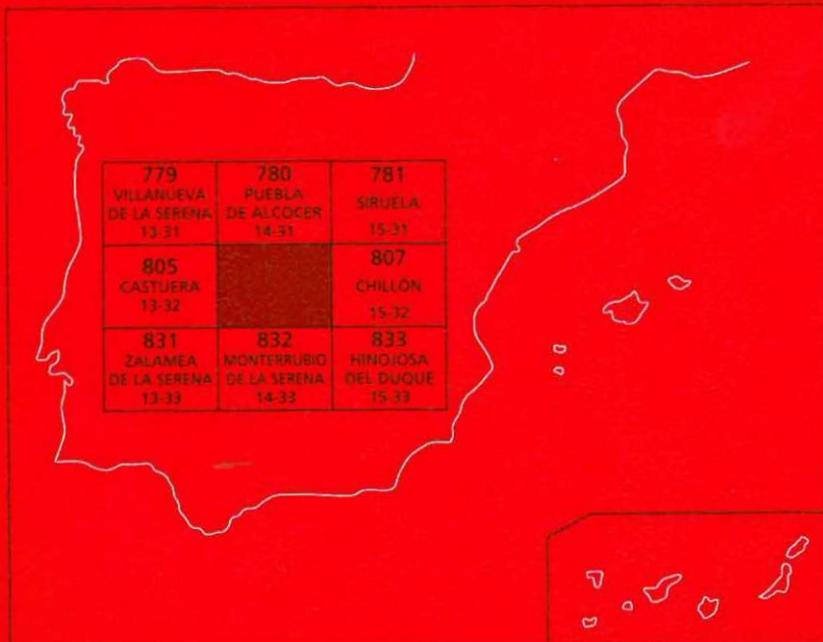




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



CABEZA DEL BUEY

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

CABEZA DEL BUEY

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

Base topográfica: Servicio Geográfico del Ejército
Cartografía: Cartografía Madrid, S. A.

Depósito legal: M. 23591-2005
ISBN: 84-7840-582-8
NIPO: 675-05-012-5

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

V. Monteserín López (IGME)

Autores

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

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

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

Sedimentología

S. Lorenzo Álvarez (MAYASA)

F. Leyva Cabello (INIMA)

Geomorfología, neotectónica y sismotectónica

M. F. Valverde Hernández (INTECSA)

Petrología

P. Villar Alonso

F. Palero Fernández (MAYASA)

Hidrogeología

J. Hernández-Urroz (MAYASA)

Geotecnia

D. Martín Herrero (INTECSA)

Indicios mineros y PIG

S. Lorenzo Álvarez (MAYASA)

Macropaleontología

J. C. Gutiérrez Marco (CSIC; UCM)

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 (4) (formación Areniscas de Estomiza). (Véndico)	17
2.2.3.	Grupo Ibor. Serie II (Véndico superior)	22
2.2.3.1.	Areniscas, conglomerados y calizas (5). Unidad inferior (Véndico superior)	22
2.3.	PALEOZOICO	24
2.3.1.	Introducción	24
2.3.2.	Ordovícico inferior	25
2.3.2.1.	Conglomerados de base (6). Areniscas verdes, microconglomerados y pizarras rojas (7). (Tremadoc-Arenig)	25
2.3.2.2.	Cuarcitas blancas (Cuarc. Armoricana) (8). (Arenig)	28
2.3.2.3.	Areniscas, cuarcitas y pizarras (9). Capas Pochico. (Arenig superior)	29
2.3.3.	Ordovícico medio	31
2.3.3.1.	Pizarras grises (10). Areniscas beige (11). Grupo Navatrasierra. (Llanvir inferior-Llandeilo superior)	31
2.3.3.2.	Areniscas y cuarcitas. (Cuarc. de canteras o de La Cierva) (12). (Llandeilo superior)	33
2.3.4.	Ordovícico superior	34

2.3.4.1.	Pizarras grises. (Piz. de canteras o intermedias) (13). (Caradoc)	35
2.3.4.2.	Cuarcitas, areniscas y pizarras (14). Alternancia superior. (Caradoc)	36
2.3.4.3.	Pizarras negras (15). (Ashgill-Llandovery)	36
2.3.5.	Silúrico	37
2.3.5.1.	Cuarcitas blancas (Cuarc. de Criadero) (16). (Llandovery) ...	37
2.3.5.2.	Pizarras ampelíticas negras (17). Areniscas y pizarras negras (18). Grupo Cerro Escudero (Llandovery-Gediniense)	38
2.3.6.	Devónico inferior	40
2.3.6.1.	Cuarcitas (18) del Cerro Doradillo (formación Risquillo). (Devónico inferior)	40
2.3.6.2.	Areniscas y pizarras (20). (Formación Valdenmedio-formación Herrera). (Devónico inferior)	41
2.3.7.	Devónico superior	42
2.3.7.1.	Cuarcitas (21). (Frasniense)	43
2.3.7.2.	Areniscas y pizarras (22). Alternancia intermedia (Frasniense).	43
2.3.8.	Carbonífero	44
2.3.8.1.	Pizarras y grauvacas (23). «Culm» de Los Pedroches (Viseense superior-Namuriense A)	44
2.4.	TERCIARIO	45
2.4.1.	Cantos y bloques cuarcíticos en matriz limo arenosa (24) (Glacis rojo, G ₁) Neógeno inferior	45
2.5.	CUATERNARIO	45
2.5.1.	Limos y arenas (25) (meandros abandonados)	45
2.5.2.	Gravas de naturaleza variada en matriz arenosoarcillosa (26) (fondos de valle)	46
2.5.3.	Cantos cuarcíticos angulosos en matriz arenosoarcillosa (27) (coluvión).	46
3.	TECTÓNICA	46
3.1.	ENCUADRE REGIONAL	46
3.1.1.	Deformaciones prehercínicas	47
3.1.2.	Deformaciones hercínicas	50
3.2.	DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA	52
3.3.	ETAPAS DE DEFORMACIÓN	53
3.3.1.	Deformaciones prehercínicas	53
3.3.2.	Deformaciones hercínicas	54
3.3.2.1.	La primera fase de deformación	55
3.3.2.2.	La segunda fase de deformación	56
3.3.2.3.	La tercera fase de deformación	56
3.3.2.4.	La cuarta fase de deformación	57
3.4.	NEOTECTÓNICA Y SISMOTECTÓNICA	58
3.4.1.	Metodología. Rasgos generales	58
3.4.2.	Accidentes neotectónicos	59
3.4.3.	Anomalías geomorfológicas	59
3.4.4.	Otros datos relacionados con la neotectónica	59
3.4.5.	Sismicidad	60

3.4.6. Sismotectónica	60
3.4.7. Conclusiones	61
4. PETROLOGÍA	62
4.1. ROCAS PLUTÓNICAS	62
4.1.1. Leucogranitos (2)	62
4.1.2. Granodioritas (3)	62
4.2. ROCAS FILONIANAS	63
4.2.1. Riodacitas (1)	63
4.3. METAMORFISMO	64
4.3.1. Rocas metamórficas	64
4.3.1.1. Metamorfismo regional	64
4.3.1.2. Metamorfismo de contacto	65
5. GEOMORFOLOGÍA	66
5.1. FISIOGRAFÍA	66
5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	66
5.2.1. Estudio morfoestructural	68
5.2.2. Estudio del modelado	68
5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES	70
5.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA)	71
5.5. PROCESOS ACTUALES Y TENDENCIAS FUTURAS	72
6. HISTORIA GEOLÓGICA	73
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	80
7.1. RECURSOS MINERALES	80
7.1.1. Minerales metálicos	80
7.1.2. Rocas industriales	81
7.2. HIDROGEOLOGÍA	84
7.2.1. Características hidrogeológicas	84
7.2.2. Climatología	87
7.2.3. Hidrología	87
7.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES	88
7.3.1. Áreas, zonas y tramos cartográficos con características geotécnicas similares	88
7.3.1.1. Área I	89
7.3.1.2. Área II	89
7.3.1.3. Área III	89
7.3.1.4. Área IV	90
7.3.1.5. Área V	91
7.4. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	92
7.4.1. Descripción de los puntos de interés	92
8. BIBLIOGRAFÍA	94

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 las cartografías y memorias de cada una de las Hojas elaboradas.

1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS

La Hoja de Cabeza del Buey, número 806 del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, está situada en el interior de la Meseta Ibérica. Pertenece administrativamente a la Comunidad Autónoma de Extremadura y se ubica al NE de la provincia de Badajoz, lindando por el SE con la provincia de Córdoba, de la Comunidad Autónoma de Andalucía. Prácticamente en su totalidad está dentro de la Comarca de La Siberia, que se caracteriza por su aridez extrema, próxima a la Comarca de La Serena.

La población de la zona se concentra en los siguientes núcleos de población: Cabeza del Buey, Helechal, Benquerencia de la Serena, La Nava, Almorchón y Puerto Mejorada, aproximadamente de mayor a menor número de habitantes, y que se sitúan todos ellos en la parte meridional de la hoja.

La geografía de la Hoja se puede dividir en dos zonas de características muy diferentes. La parte meridional tiene un relieve montañoso: Sierras de Tiros, la Rinconada, la Osa, las Vacas, el Calvario, etc.; a sus pies se extiende un paisaje típico de dehesa extremeña con abundantes encinas y poco sotobosque; en esta zona se da la ganadería extensiva de vacuno y ovino.

En el resto de la Hoja el paisaje es propio de la Siberia Extremeña, 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.

Esta zona está atravesada por una serie de arroyos estacionales que vierten aguas al río Zujar, afluente del río Guadiana, y que corren en dirección S-N a SSE-NNO: Arroyos de Mejorada, de Almorchón y Dos Hermanas. En la esquina SE de la Hoja llega a aparecer el río Zujar, que en esta zona corre de O a E.

Las comunicaciones de la Hoja son por carretera y por ferrocarril. La comarcal 420 la atraviesa desde cerca de Castuera, en la parte SO, hasta el extremo NE, pasando por todas las poblaciones citadas y la comarcal 413 pasa por la parte occidental, de S a N. 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-Alcúdia 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 detriticos preordovícicos 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 precámbricos.

Los materiales paleozoicos afloran en las sierras de la parte meridional de la Hoja y está representado desde el Ordovícico inferior hasta el Carbonífero inferior, en la esquina SE.

En la esquina suroccidental afloran rocas graníticas del Batolito de Los Pedroches cubiertas en su mayor parte por depósitos de glacis recientes y afectadas por una fuerte alteración, constituyendo en muchos puntos un «lehm» granítico.

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 las establecieron CARRINGTON DA COSTA (1950), TEIXEIRA (1955) y 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 abordó 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-Véndico Inferior; sobre él en discordancia el Grupo Ibor-Navalpino de edad Véndico 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 PARIS (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 Cabeza del Buey hay varios trabajos que deben ser reseñados. De carácter regional están el Mapa Geológico Minero de Extremadura (1993), el Mapa Geológico 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. Además están las tesis doctorales de MAAS, R. (1963) y PROST-DAME, V. (1980) sobre aspectos concretos tanto del Precámbrico como del Paleozoico de la Hoja.

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. (1989) y Villanueva de la Serena, 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 Cabeza del Buey afloran tres grandes unidades geológicas con una extensión superficial muy desigual: los materiales precámbricos, los del ciclo paleozoico y los granitoides del Batolito de Los Pedroches.

Los materiales precámbricos se distribuyen por los dos tercios septentrionales de la Hoja. Pertenece 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 anquimetamorfismo.

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

Los materiales paleozoicos discordantes sobre los dos grupos precámbricos aparecen en la parte meridional de la Hoja. Las sierras de la parte meridional constituyen un flanco monocinal, con la serie completa hasta el Devónico, 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.

Los granitoides que afloran en la esquina suroccidental pertenecen al Batolito de Los Pedroches y son de carácter tardicinemático con respecto a la Orogenia Hercínica.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. INTRODUCCIÓN

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

Ocupando gran parte de su superficie 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 extremo oriental de la Hoja, en la carretera de Peñalsordo a Cabeza del Buey, al pie del cerro del Cabezo.

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 con las Sierras de Tiros, de la Rinconada, de la Osa, de las Vacas y del Calvario y las áreas deprimidas situadas al sur, en la parte meridional 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 Chillón en niveles similares.

Por último, los materiales del Cuaternario están representados únicamente en la parte meridional de la Hoja, principalmente en su esquina suroccidental.

2.2. PRECÁMBRICO

2.2.1. Introducción

LOTZE, F. (1956) 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.

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 siliceas	Serie conglomerática sup	Alcudiense superior	Pizarras del Pusa	Grupo Superior	Grupo Valdelacasa	Serie superior
Series de transición	Discordancia		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 Toledo	Abenojar-Tierteafuera

Se caracteriza por su aparente monotonía y uniformidad litológica. En general son series siliciclásticas 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.

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 nºs 731, 732, 754, 755, 780, 806 y 807), han podido diferenciarse cartográficamente tres conjuntos litológicos con rango de formación.

En la Hoja de Cabeza del Buey (806) afloran casi exclusivamente materiales pertenecientes al conjunto litológico intermedio. De forma parcial, en la parte occidental de la Hoja, 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 se han representado cartográficamente, reservándose su descripción para la memoria de la Hoja situada al Norte (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 nºs 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 (4) (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 sitúa 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 «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).

En la Hoja de Cabeza del Buey están representados de forma muy local ambos tipos de conglomerados, de los que se ha representado cartográficamente un nivel en la parte oriental de la Hoja.

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. Esta facies no está representada en esta Hoja.

Los bloques varían desde tamaño de m^3 a dimensiones de Hm^3 , 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.

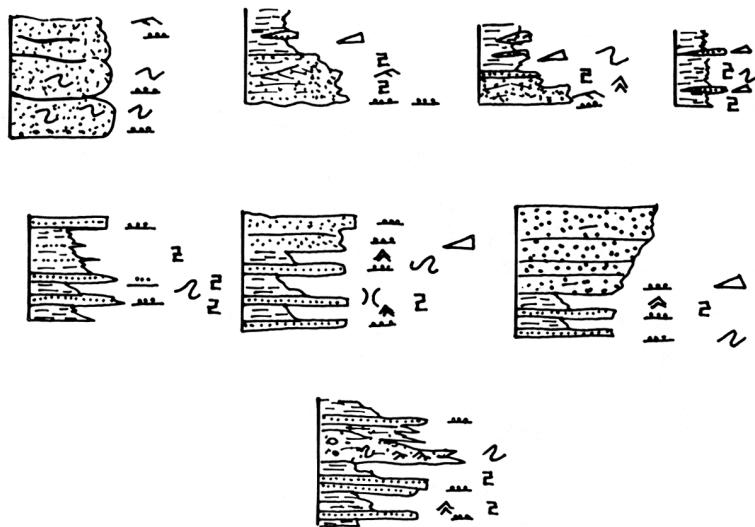
El tamaño de grano varía igualmente desde grano grueso-muy grueso con granos de tamaño grava dispersos a muy fino en tránsito a limo y fango. El predominio general es el tamaño de grano medio a fino.

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 o 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 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

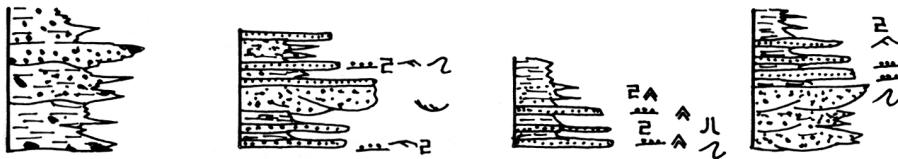


Figura 2.1. Facies y asociaciones de facies en las formaciones del Precámbrico.

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 discon-tinuas 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 «eslumplizados».

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-eslumamiento» 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 MUTTI y 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, 1989) 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 (MUTTI y NORMARK, 1991) 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.

Los afloramientos atribuidos a este grupo se restringen al borde oriental de la Hoja, al pie del cerro del Cabezo, en su parte oriental.

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 (véase 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 Cabeza del Buey los posibles sedimentos Véndicos están representados por materiales pelítico-arenosos, sin intercalaciones de conglomerados ni carbonatos, por lo que se atribuyen de forma provisional a la Unidad Inferior.

2.2.3.1. Areniscas, conglomerados y calizas (5). 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 solo describiremos las arenosas y pelítico-arenosas.

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 sublitenitas 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 HCS con afinidad turbidítica (GABALDON, 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 sin-diagenético 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 sublitenitas, y las lutitas son de composición caolinítico-clorítica.

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 llenan 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

cas 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 carbonatadas 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» (canales, lóbulos activos y lagunares), 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 (6). Areniscas verdes, microconglomerados y pizarras rojas (7) (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 (6), aflorantes en el Morro de la Soriaña, 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 (7), aparecen en afloramientos semicubiertos en el Alto de Navacerrada y Sierra de Tiros. Corresponde a un conjunto alternaente en paquetes decimétricos, que alcanzan el metro en los tramos microconglomeráticos.

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

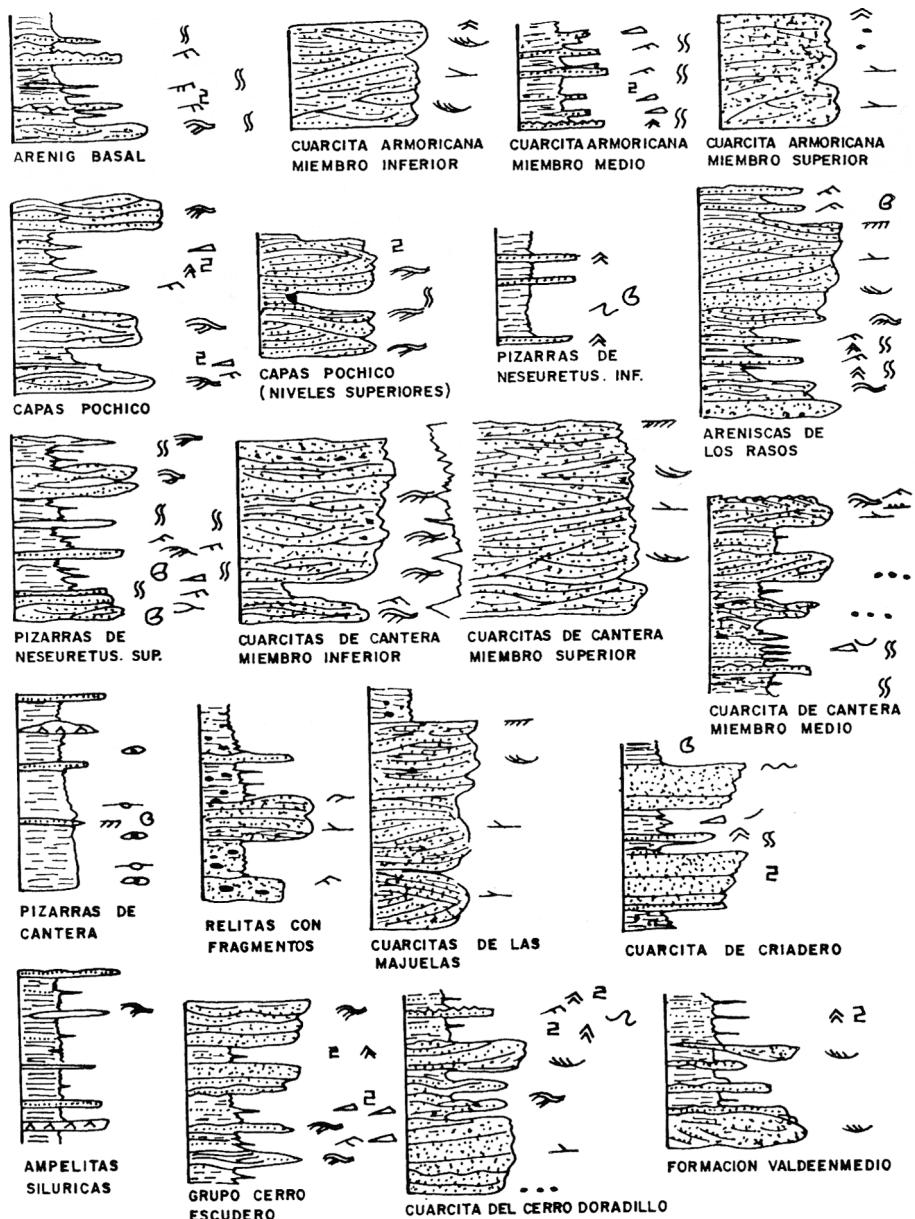


Figura 2.2. Facies y asociaciones de facies de las formaciones del Paleozoico.

Facies de conglomerados

Esencialmente son conglomerados grano soportados en dos subfacies bien definidas:

- a) 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, lutitas, 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.
- 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 decimétricos 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 (Conglomerados de Tiros, PROST-DAME,

op. cit.), 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 rellenan 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 (Sierra de Rena y de las Chimeneas). 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).

2.3.2.2. Cuarcitas blancas (*Cuarc. Armoricana*) (8). (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 feldespatos 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).

En la Cuarcita Armoricana centroibérica se han identificado hasta ahora icnofósiles pertenecientes a 21 icnogéneros, estudiados modernamente por PICKERING, et al. (1984). Su mayor abundancia y diversidad corresponde a los tramos heterolíticos y especialmente a la mitad superior de la unidad, donde es frecuente la presencia de *Cruziana*, *Daedalus*, *Monocraterion*, *Monomorphichnus*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Rusophycus* y *Skolithos*, entre otros. En las muestras recogidas se han identificado *Cruziana furcifera* D'ORBIGNY y *Rusophycus* sp.

2.3.2.3. Areniscas, cuarcitas y pizarras (9) 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.

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.* (1984).

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 circon, turmalina, rutilo, sulfuros, materia orgánica, apatito, etc. Se trataría de facies HCS de grano fino, GABALDON (1990).

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 ferruginea. Se trata de secuencias BPH y PHX, WALKER, *et al.* (*op. cit.*). Son facies HCS de grano medio-grueso, GABALDON (*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 siliciclastica dominada por tormentas, en la que las distintas subfacies se ordenan en función de la profundidad relativa (GABALDON, *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.

La unidad proporciona una espectacular asociación de icnofósiles, por lo general mucho más rica y variada que la registrada en la Cuarcita Armoricana propiamente dicha. Se ha identificado la presencia de *Cruziana furcifera* D'ORBIGNY, C. cf. *rugosa* D'ORBIGNY, C. cf. *lefeuvrei* D'ORBIGNY, *Didymaulichnus lyelli* (ROUAULT), *Monocraterion* isp., *Monomorphichnus* isp.,

Bergaueria isp. e *Isopodichnus* isp. Aunque esta asociación no es característica desde el punto de vista cronoestratigráfico, la unidad es claramente de edad Arenig superior por su posición infrayacente a las pizarras del Ordovícico medio, en cuya base se sitúa el límite Arenig/Llanvirn determinado con graptolitos. En el horizonte fosfatado del techo de la unidad se suelen encontrar también bivalvos y braquiópodos inarticulados del Arenig, así como algunos restos de trilobites en posición algo más baja (SAN JOSÉ, et al., op. cit.).

En la Hoja de Cabeza del Buey PROST-DAME (op. cit.) cita la presencia de *Cruziana goldfussi* ROUAULT, *Didymaulichnus rouaulti* (LEBESCONTE) y *Skollithos* sp. en diversos afloramientos en el entorno de Benquerencia de la Serena y La Nava.

2.3.3. Ordovícico medio

2.3.3.1. Pizarras grises (10). Areniscas beige (11). 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 Tristaní» 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 Tristaní» 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 Rasos). 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 Rasos, 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 Tristaní» siempre incluyen una formación cuarcítica intermedia que llega a alcanzar un espesor considerable («Cuarcitas o Alternancias Inferiores», «Alternancias del Chorillo», «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 GABALDON (*op. cit.*).

En las facies microbandeadas se observa gradación, laminación paralela y cruzada de «ripples» 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 como encostramientos 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, braquiópodos, equinodermos, graptolitos, etc., cuya distribución ha permitido establecer una biozonación muy precisa.

Los hallazgos de índole regional y las muestras recogidas permiten considerar a la unidad inferior de pizarras como Oretaniense inferior-Dobrotiviense inferior, a las Areniscas de Los Rasos como Dobrotiviense inferior, y a las pizarras y areniscas superiores como Dobrotiviense inferior tardío y Dobrotiviense superior (GUTIÉRREZ MARCO, *et al.*, *op. cit.*). Los términos mediterráneos Oretaniense y Dobrotiviense (SAN JOSÉ, *et al.*, *op. cit.*; GUTIÉRREZ MARCO, *et al.*, *op. cit.*) serían aproximadamente equivalentes a la nueva serie Llanvirn británica, redefinida tras superar la incertidumbre que condujo a la desaparición de la antigua serie Llandeilo. Esta ha sido reconvertida actualmente en un piso (Llandeiliense) en la parte superior del Llanvirn s.str. No obstante el piso regional Dobrotiviense excede probablemente una edad Llanvirn superior

(= Llandeiliense) y sería también en parte equivalente al Aureluciense inferior del Caradoc basal británico (igualmente redefinido por FORTEY, et al., op. cit.), no existiendo referencias claras que permitan aplicar en España los términos británicos.

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 granodecrescentes 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.

2.3.3.2. Areniscas y cuarcitas (*Cuarc. de canteras o de La Cierva*) (12). (*Llandeilo superior*)

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 esta formación 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 granodecrescentes 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 (GABALDON, *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».

La presencia de fauna es una constante en esta unidad cartográfica, aunque con un control sedimentario muy estricto. En general son bioclastos que constituyen el término basal de las secuencias tempestíticas (P), por lo que su estado de conservación suele ser malo. En la alternancia arenosa situada por debajo PROST-DAME (*op. cit.*) encontró tres yacimientos fosilíferos, en sus 100 primeros metros. En la misma localidad hemos identificado, durante la realización de la Hoja, las formas *Iberocoryphe verneuli* HAMMAN, *Eohomalonatus* sp., *Plaeziacoma oehlerti* (KERFORNE), *Crozonaspis incerta* (DESLONGCHAMPS), *Siliquarca* sp., *Cardiolaria?* sp. y restos indeterminables de braquíópodos inarticulados, gasterópodos y ostrácodos.

Desde el punto de vista bioestratigráfico, las Cuarcitas de La Cierva (= Cuarcitas Botella = Cuarcita de Canteras s.str.) no contienen en la región estudiada o en su área tipo de Las Villuercas restos fósiles. PROST-DAME (*op. cit.*) señala la presencia de pistas mal conservadas, muy semejantes a *Cruziana almadenensis* SEILACHER, en un afloramiento próximo a Helechal.

Sin embargo los trilobites recogidos en la base de la unidad suprayacente en el sinclinal de Guadarranque, al SO de Cabeza del Buey y en el sinclinal de Guadalmez pertenecen todavía a las «Capas con Tristání», e indican que el depósito de la unidad cuarcítica tuvo lugar enteramente en el Dobrotiviense superior. Según la nueva terminología cronoestratigráfica del Ordovícico británico y la correlación con las biozonas de graptolitos (FORTÉY, *et al.*, 1995; GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1995) parece probable asimilar esta formación al lapso Llandeiliense superior-Aureuciense inferior, con lo que el límite entre las series Llanvirn y Caradoc (redefinidas) se situaría dentro de la unidad.

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 DORE, 1988).

2.3.4.1. *Pizarras grises* (piz. de cantera o intermedias) (13) (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 lumaquélico, 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.

Desde el punto de vista paleontológico los datos disponibles acerca de esta unidad se limitan normalmente al horizonte de removilización limonitizado, con elementos fosfatados y calcíticos, que aflora en numerosas localidades centroibéricas en el tercio inferior o cerca de la base de la unidad (SAN JOSE et al., op. cit.). Dicho horizonte se conoce en los sinclinales de Corral de Calatrava, Puebla de Don Rodrigo, área de Almuradiel-El Centenillo, Guadalmez, etc.

En el presente estudio se ha encontrado un nuevo yacimiento unos metros por encima de la base de las Pizarras de Cantera al Suroeste de Cabeza del Buey, en el flanco Norte del sinclinal de Pedroches. En nódulos se identifican braquiópodos (*Heterorthina* cf. *Kerfornei* MELOU, Lingulida indet.), trilobites (*Colpocoryphe rouaulti* HENRY, *Neseuretus* sp., *Isabelinia*? sp.), moluscos (*Redonia deshayesi* ROUAULT, *Praenucula* sp., *Gomphplites* sp., Orthocerida

indet.) y coprolitos (*Tomaculum problematicum* GROOM). Su edad equivaldría a grandes rasgos al Burrelliense medio británico, dentro de la nueva serie Caradoc redefinida por FORTÉY, et al. (*op. cit.*). En una localidad próxima situada en la Hoja 756, los microfósiles reconocidos por ROBARDET, et al. (*op. cit.*), de las Biozonas de *Jenkinochitina tanvillensis* y *Belonechitina robusta* de quitinozoos, indican asimismo una edad esencialmente Burrelliense para la parte inferior de la unidad.

2.3.4.2. Cuarcitas, areniscas y pizarras (alternancias superiores) (14). (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 (1973) 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 cementadas, 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 autenticas 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.

La abundante fauna del nivel lumaquélico de techo y de algún nivel fosilífero próximo a la base a confirmado para toda la unidad una edad Caradoc (Hojas de Siruela y Almadén) aunque en la vecina Hoja de Chillón (807) ha aparecido en un nivel similar a techo de la formación fauna del Ashgill (graptolitos y conodontos). Este último nivel también podría ser el equivalente de toda o parte de la Caliza Urbana, ausente en esa zona.

2.3.4.3. Pizarras negras (15) (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 violaceos 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 base sería Ordovícico superior (Ashgillense) por su posición estratigráfica y la parte alta al Silúrico inferior (Llandovery) en base al hallazgo de acritarcos (HAFENRICHTER, 1980) aunque para otros autores el límite Ordovícico-Silúrico estaría dentro de la unidad siguiente.

2.3.5. Silúrico

Está representado en la esquina suroriental de la Hoja, en la prolongación del flanco Norte del sinclinal de Los Pedroches. Los materiales que afloran son totalmente equivalentes a los del sinclinal de Guadalmez, de carácter siliciclástico y con diversas intercalaciones de productos volcánicos y subvolcánicos de carácter básico en la parte alta.

2.3.5.1. Cuarcitas blancas (Cuarc. de Criadero) (16). (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. (1962) 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, *op. cit.*, 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.

Sobre esta unidad litoestratigráfica se superponen las ampelitas negras con graptolitos del Telychiense basal (Llandovery Superior), por lo que tradicionalmente se ha asignado esta formación al Silúrico basal. Los únicos datos aplicables en ese sentido provienen del tramo de cuarcitas negras superiores, que contienen graptolitos del Llandovery inferior (Rhuddaniense) y medio (Aeroniense) en unidades correlacionables del Sur de la zona Centroibérica portuguesa (BRENCHLEY, et al., 1991) y Sierra Morena Oriental (GUTIÉRREZ MARCO y PINEDA, 1988), respectivamente.

De todo lo reseñado con anterioridad puede deducirse que el límite Ordovícico-Silúrico, al igual que ocurre en toda la Zona Surcentroibérica, no puede establecerse con precisión, debido a la ausencia de datos paleontológicos en los sedimentos situados sobre la disconformidad ligada a la glaciación finiordovícica (véase Ordovícico sup.).

2.3.5.2. *Pizarras ampelíticas negras (17). Areniscas y pizarras negras (18). Grupo Cerro Escudero (Llandovery-Gediniense)*

En contacto neto con las cuarcitas anteriormente descritas, se tiene un tramo o miembro cuya litología, espesor y presencia son constantes en toda la Zona Surcentroibérica (Fm. Gaudarranquejo).

Se trata de pizarras negras ampelíticas (sapropelitas) de masivas a laminadas y con un espesor entre 15 y 20 m. En este tramo, muy rico en fauna, se identifican asociaciones de graptolitos y conodontos del Llandovery Superior y Wenlock basal.

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

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, *op. cit.*). 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 granodecrescentes 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 amalgamándose 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 sublarenitas de grano medio con cemento silíceo y ferruginoso. La presencia de cantes 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 «offshors» proximal al «shoreface» en los tramos de techo.

Las pizarras ampelíticas basales (Fm. Guadarranquejo) presentan escasos afloramientos debido a su escasa competencia y gran alterabilidad, que hace que la mayor parte de las ocasiones se presenten recubiertas o incluso resulten parcialmente eliminadas por mecanización de su parte basal. A nivel regional el tramo basal de las pizarras ampelíticas y los nódulos decalcificados incluidos en ellas proporcionan abundantes graptolitos: *Monograptus cf. priodon* (BRONN), *Torquigraptus tullbergi?* (BOUCEK), *T. cf. arcuatus* (BOUCEK), *Streptograptus cf. loydelli* STORCH & SERPAGLI, *Petalograptus cf. giganteus* (BOUCEK & MUNCH), *Metaclimacograptus?* sp., *Stomatograptus grandis* (SUESS) s.l., y restos de ortocerátidos. Esta asociación es característica del Telychiense (Llandovery superior), perteneciendo probablemente a la Biozona de *T. tullbergi* (Telychiense medio).

Dentro de la Hoja se ha localizado un único yacimiento paleontológico en unas pizarras con nódulos que contienen graptolitos (*Monograptus cf. parapriodon* BOUCEK) y restos de ortocerátidos, al Oeste de Helechal. Los graptolitos encontrados indican una edad Telychiense para el tramo con nódulos, aunque previamente PROST-DAME (*op. cit.*) había datado la misma localidad con una edad algo más moderna (Aeroniense superior) sin presentar ninguna identificación paleontológica.

En la Hoja de Valdecaballeros ascendiendo en la sucesión otros niveles con nódulos proporcionaron restos de ortocerátidos, en tanto que en las ampelitas de un afloramiento temporal se identifican: *Monoclimacis flumendosae* (GORTANI), *Monograptus flemingii* (SALTER) y *Pristiograptus cf. giganteus* (GORTANI), indicativos del Sheinwoodiense tardío (parte alta del Wenlock inferior).

La unidad potente de alternancias que sobreyace a las ampelitas (Fm. Guadarranque según RODRÍGUEZ NÚÑEZ, *et al.*, *op. cit.*; = unidad basal del Grupo Cerro Escudero según PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE, 1994) no ha proporcionado hasta la fecha restos fósiles determinables o con algún valor bioestratigráfico, salvo los niveles inmediatos al techo. Sin embargo, de acuer-

do con estos fósiles encontrados cerca de la base de la unidad cuarcítica suprayacente, el límite Silúrico/Devónico debe situarse en el tercio superior de la formación de alternancias. 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 únicamente en la esquina suroriental de la Hoja, en la 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 hasta poner en contacto el Silúrico, al Norte, con el Carbonífero, antes de quedar tapado por depósitos recientes Plio-cuaternarios.

La serie devónica completa en esta Hoja incluye materiales del Devónico inferior y la parte baja del Devónico superior, correlacionables ambos con los de la vecina Hoja de Chillón y, más concretamente con los del flanco Norte del sinclinal de Los Pedroches.

2.3.6.1. Cuarcitas (19) del Cerro Doradillo (formación Risquillo). (Devónico inferior)

Sus afloramientos se restringen a la esquina suroriental de la Hoja y ocasiona el cuarto escarpe cuarcítico de la serie paleozoica en la estructura. Forma la prolongación occidental del mismo nivel que aflora en la vecina Hoja de Chillón donde se le ha denominado Formación Risquillo. La denominación Cuarcita del Cerro Doradillo procede del sinclinal de Herrera del Duque (OLIVE, et al., op. cit.).

Esta barra cuarcítica ha recibido distintas denominaciones «Cuarcita basal», «Cuarcita de base del Devónico», «Cuarcita de las Cuevas», «Capas de San Pablo», etc., pero 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 Doradillo» tiene un espesor promedio de 25 m y son cuarzoarenitas y subarcosas de grano medio con cemento silíceo y ferruginoso. Tiene abundantes melanocrotas (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.

La Cuarcita del Doradillo fue considerada por PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE (*op. cit.*) como posiblemente de edad Silúrico terminal en ausencia de argumentos paleontológicos. Sin embargo, durante los trabajos en la Hoja de Valdecaballeros (nº 732), se descubrió un importante yacimiento fosilífero en los niveles arenosos de transición entre esta formación y la unidad infrayacente, que se sitúa en el km 24 de la carretera comarcal de Talarrubias a Valdecaballeros. Los restos aparecen muy fragmentados y acumulados por corrientes en la base de 2 a 3 bancos de arenisca micácea, reconociéndose braquíópodos como *Microsphaeridiorhynchus?* cf. *nucula* (SOWERBY) o *Ancillotoechia?* sp., trilobites como *Trimerus* cf. *acuminatus* (TROMELIN & LEBESCONTE) y phacópidos indeterminables, numerosos náutiloideos ortocónicos, gasterópodos (*Pleconotus* sp.), bivalvos (2-3 especies) y restos de equinodermos (placas columnares de pelmatozoos). Entre todos estos elementos, el trilobite señala una edad Lochkoviana (Biozona de *Monograptus hercynicus*), y esta misma especie ha sido registrada por encima de la Cuarcita del Risquillo al menos en otra localidad centroibérica (PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE, *op. cit.*). Por ello la formación cuarcítica se data con seguridad como Devónico basal y los resultados aquí expuestos implicarían que los niveles lochkovianos previos (Biozona de *Monograptus uniformis* y *M. praehercynicus*) deben estar representados en la parte superior de la unidad infrayacente, con la que guarda aparente continuidad estratigráfica.

2.3.6.2. Areniscas y pizarras (20). (Formación Valdenmedio-Formación Herrera). (Devónico inferior)

Sobre la barra de cuarcitas blancas, «Cuarcita de Doradillo», la serie continua con una alternancia de lutitas gris verdosas y areniscas cuarcíticas 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 Valdenmedio. 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 en la vecina Hoja de Chillón (807) (flanco Norte del sinclinal de Los Pedroches).

En el corte de la Hoja de Chillón en la parte alta de este tramo aflora un «sill» de rocas subvolcánicas básicas de unos 60 m de potencia.

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 («linsen») 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 (GABALDON, *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.

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) 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 Fameniense 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.

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 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 SE de la Hoja, cuya potencia y litología es similar a la del núcleo del Sinclinal de Guadalmez, 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 Chillón (807).

2.3.7.1. Cuarcita (21). (Frasniense)

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 Valden-medio 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 que 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 á 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 esquina SO de la Hoja de Chillón) 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 este paquete aparecen las primeras faunas del Frasniense, en donde hemos detectado la presencia de la Biozona de «*Cyphoterorhynchus*» en el sector occidental del sinclinal de Guadalmez en donde se ha situado la cronozona de *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba* del Frasniense Inferior, debido a la presencia del braquíopodo *Eodmitria supradisjunta boloniensis* descrito por primera vez en el Devónico de esta región.

De igual forma PARDO (*op. cit.*) encuentra esta biozona en el flanco Norte del sinclinal de Guadalmez.

2.3.7.2. Areniscas y pizarras (22). Alternancia intermedia. (Frasniense)

Por encima del paquete cuarcítico anteriormente descrito aparece una alternancia (Alternancia Intermedia) de unos 100 á 150 m de potencia, constituida por areniscas grises y crema algo ferruginosas con pizarras grises micáceas en bancos de 5 á 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, se intercala un paquete cuarcítico (Cuarcita Intermedia) de unos 10 á 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 á 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 Frasniense a lo largo de todo el núcleo del sinclinal de Guadalmez y en el sector en contacto con el «Culm» de los Pedroches y parece ser el nivel más alto del Devónico reconocido en la Hoja de Cabeza del Buey ya que no se han encontrado faunas más altas.

2.3.8. Carbonífero

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

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.

2.3.8.1. Pizarras y grauvacas (23) («Culm» de Los Pedroches) (Viseense superior-Namuriense a)

Dentro de la zona estudiada aparece este conjunto en la esquina SE de la Hoja bastante replegado. Constituye una serie de unos 400 á 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 á 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 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., 1984).

Se trata, como hemos dicho antes, de un potente paquete detrítico que en la vecina Hoja de Chillón alcanza una potencia de 400 á 500 m y que corresponde a los tramos intermedio y superior definidos por RODRÍGUEZ PEVIDA, et al. (*op. cit.*) en la Hoja de Hinojosa del Duque (833).

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 granoclasificación positiva a pequeña escala.

A techo de este conjunto se intercalan niveles calizas de 5 cm hasta 2 m bastante lentejonares y de poca continuidad lateral. Se trata de calizas detríticas bioclásticas de color rosado a grisáceo, constituidos por fragmentos de roca, carbonato y cuarzo, como elementos detríticos, 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 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 sedimentalógicos recientes realizados por PÉREZ LORENTE (*op. cit.*) 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 (1977) 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 (*in* TAMAIN, *op. cit.*) encontraron en unos conglomerados, similares a los descritos aquí, restos vegetales que permiten datarlos como pertenecientes al Dinantiense-Namuriense Inferior.

2.4. TERCIARIO

2.4.1. **Cantos y bloques cuarcíticos en matriz limo-arenosa (24) (Glacis rojo, G₁, Neógeno inferior)**

Esta unidad se sitúa en las proximidades de los relieves cuarcíticos paleozoicos, situados en el sur de la Hoja.

En general son cantos y bloques cuarcíticos, con fuerte rubefacción y abundante matriz limo-arenosa roja. Los cantos son angulosos y existe una marcada heterometría. Estos materiales representarían el desmantelamiento final de los materiales de alteración de la Superficie fundamental (S₁) en un período climático de mayor aridez con corrientes efímeras y transportes en masa.

Este cambio climático que produce las alteritas y depósitos rojos, se correspondería con el descrito para la evolución geomorfológica del Macizo Hespérico como etapa roja final a la que asigna una edad Mioceno Inferior. Esta edad representaría que la Formación Madrigalejo, sobre la que se encaja en otras zonas próximas estos glacis, tendría una edad Paleógeno-Mioceno inferior, cronología que se asume en este proyecto dada la imposibilidad de dataciones paleontológicas.

2.5. CUATERNARIO

2.5.1. **Limos y arenas (25) (meandros abandonados)**

Se han representado dos meandros abandonados ligados al arroyo de Dos Hermanas en el NE de la Hoja, y que en la actualidad se encuentran a mayor altura que el cauce actual.

Estos depósitos están formados por materiales muy finos, arenas y limos sin ninguna estructura sedimentaria aparente.

2.5.2. Gravas de naturaleza variada en matriz arenó-arcillosa (26) (fondos de valle)

Están constituidos por gravas de naturaleza variada (cuarcitas, pizarras, etc.) englobados en una matriz arenó-arcillosa. El grado de redondeamiento de los cantes varía dependiendo del tramo en el que se encuentran los cantes, 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 cantes más angulosos que proceden de las paredes de los valles. Tanto en los arroyos y ríos los procesos de vertientes fueron y son activos aportando materiales a estos depósitos de fondo de valle, por lo que su génesis está relacionada con procesos mixtos fluviales y de vertientes.

2.5.3. Cantos cuarcíticos angulosos en matriz arenó-arcillosa (27) (coluvión)

Son depósitos frecuentes que se encuentran tapizando la mayor parte de los relieves cuarcíticos del área. Están estrechamente relacionados con las cabeceras de la red de drenaje actual y por lo tanto de edad cuaternaria.

La litología es variable dependiendo de la naturaleza del substrato (cuarcíticos, pizarrosos) aunque dominan los cantes cuarcíticos, al estar relacionados estos con los crestones de cuarcita. La matriz es arenó-arcillosa y los cantes bastante angulosos. La potencia no suele superar los 4 m. Tienen una elevada pendiente y constituyen aureolas alargadas de no más de 1 km de ancho en torno a las Sierras cuarcíticas.

Pueden estar constituidos por bloques y cantes de cuarcita, esquistos y pizarras semialteradas con fuerte heterometría y desgaste nulo.

Las pedrizas, incluidas cartográficamente con los coluviones, están constituidas por cantes 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 gelificación de un período más frío que el actual.

3. TECTÓNICA

3.1. ENCUADRE REGIONAL

El área de estudio se sitúa en la esquina nororiental de la provincia de Badajoz en la parte centro-oriental del Domo Extremeño, gran antiforme jalónado por las sierras de Cuarcita Armoricana correspondientes a las Sierras de las Villuercas, Castuera, Cañaveral, etc.

Desde un punto de vista geológico regional el sector estudiado se sitúa en la zona Centroibérica meridional, en el sentido de JULIVERT, *et al.* (*op. cit.*) (en el dominio de los Pliegues de Ejes Verticales de DÍEZ BALDA, *et al.*, 1990), o bien en la subzona Lusoriental-Alcudíca en el sentido de LOTZE (*op. cit.*), correspondientes al segmento hercínico de la Península Ibérica.

En esta Hoja afloran materiales pertenecientes al ciclo precámbrico (al Grupo Domo Extremeño y al Grupo Ibor-Navalpino) y al ciclo paleozoíco, de carácter siliciclastico todos ellos, lo que ha permitido establecer las relaciones entre ellos y concretamente las dos discordancias principales que los separan (Oretánica de SAN JOSÉ, *op. cit.*, y Sárdica). La escasa representación de los materiales del Grupo Ibor-Navalpino hace necesario extrapolar la información disponible de una Hoja situada al Norte (Navalvillar de Pela nº 755) a lo que contribuye sus excelentes afloramientos. Dichos materiales abarcan en edad desde el Precámbrico hasta el Carbonífero inferior y además hay que citar los materiales terciarios y cuaternarios muy poco representados en esta Hoja.

La configuración estructural de los materiales de la zona es el resultado de varias fases de deformación, principalmente compresivas, de las cuales las más importantes corresponden a la orogenia hercínica. Además existen evidencias de otras deformaciones anteriores cuyos efectos fueron enmascarados con posterioridad, por lo que resultan difíciles de observar. De menor importancia son las deformaciones posteriores a la orogenia hercínica, atribuibles a la orogenia alpina, y que normalmente se ponen de manifiesto por estructuras de carácter frágil distensivo.

Asociada a la primera y principal fase de deformación hercínica se observa una esquistosidad que presenta un desarrollo muy variable en cuanto a intensidad (hasta hacerse casi inapreciable) pero con distribución global en todos los materiales precámbnicos y paleozoicos. El metamorfismo asociado a la misma fase varía desde el límite con el anquimetamorfismo a un grado bajo a muy bajo y se extiende también a toda la región. Las fases hercínicas posteriores dan lugar a sectores más limitados más o menos deformados en la parte occidental.

3.1.1. Deformaciones prehercínicas

Para abordar el análisis de las deformaciones prehercínicas hay que tratar, por un lado, la problemática referente a los conjuntos litoestratigráficos y a las discordancias que los limitan y, por otro, la de las estructuras, a todas las escalas, presentes en cada uno de ellos y que son claramente anteriores a la deformación de 1^a fase hercínica.

El primer aspecto ya ha sido analizado en el capítulo dedicado a la estratigrafía. A partir de los trabajos de distintos autores se han llegado a establecer tres grupos de materiales Precámbri-co-Cárnicos muy variados litológicamente, separados entre sí por dos discordancias intra-precámbrio superior (Vendiente superior) y limitados a techo por una nueva discordancia angular que los separa del ciclo sedimentario hercínico aunque aún no hay acuerdo general sobre la extensión e implicaciones tectónicas de dichas discontinuidades (BRASIER, *et al.*, 1979; LIÑÁN, *et al.*, 1984; LIÑÁN y PALACIOS, 1987; SAN JOSÉ, *et al.*, *op. cit.*; ÁLVAREZ-NAVA, *et al.*, *op. cit.*; VIDAL, *et al.*, *op. cit.*; SANTAMARÍA, 1995).

Localmente se han identificado en la misma estructura materiales pertenecientes a las tres series en las que las relaciones entre ellas no son equivalentes y/o comparables.(Domo de Las Hurdes, Anticinal de Valdelacasa, Anticinal de Villarta-Navalpino, Domo de Abenojar-Tirteafuera, Anticinal de Alcudia).

En el Domo de las Hurdes (ROBLES y ÁLVAREZ-NAVA, *op. cit.*) se citan dos. Dichos autores señalan cómo lateralmente el grupo intermedio llega a acuñarse superponiendo ambas discordancias.

En el Domo de Abenojar-Tirteafuera (LORENZO y SOLE, *op. cit.*) y en el extremo oriental del anticinal de Alcudia (VIDAL, *et al.*, 1995) se han identificado materiales de las tres series y una sola discordancia separando la unidad más baja de las otras dos. En los anticinales de Valdelacasa (SANTAMARÍA y PARDO, 1995; SANTAMARÍA, *op. cit.*) y Villarta-Navalpino (LÓPEZ DÍAZ, 1993) están también representadas las tres series aunque no aparecen claramente superpuestas a lo largo del mismo corte.

En el Domo Extremeño (PIEREN, *et al.*, *op. cit.*), en el anticinal de Ibor (NOZAL, *et al.*, *op.cit.*; GARCÍA HIDALGO, 1988) y en la parte occidental del anticinal de Alcudia (de forma dispersa) (PIEREN, *et al.*, *op. cit.*) solo están representados materiales de las dos series más bajas en contacto mediante discordancia angular.

Ni en esta Hoja ni en el ámbito del Proyecto afloran materiales del grupo superior, por lo que no se pueden aportar nuevos datos sobre esta discusión.

En el ámbito de la Hoja se definen claramente dos discordancias. La más baja separa un conjunto inferior con un estilo estructural bien diferenciado en el que se identifican basculamientos y grandes pliegues cuyas trazas axiales pueden ser situadas, de forma aproximada, mediante el control de las inmersiones de pliegues y lineaciones generados por la superposición de la primera fase hercínica de plegamiento. Los materiales del grupo superior presentan estilo un tectónico similar al de los materiales paleozoicos.

La otra discordancia se detecta a muro de los materiales del Ordovícico Inferior con los que se inicia el ciclo paleozoico, y que se disponen en discordancia angular de bajo ángulo y erosiva sobre los materiales precámbricos, tanto del grupo inferior como superior.

En diversos trabajos anteriores y en especial en las distintas Hojas geológicas (Plan MAGNA) ya realizadas, se ha venido planteando la problemática relativa a la asignación de dichos pliegues, bien al ciclo Cadomense o bien a la deformación previa al Ordovícico. Esta última viene siendo designada como Fase Sárdica, aunque DÍEZ BALDA y VEGAS (1992), indican que la utilización de este término es errónea, dado que, donde fue definido por HAMMANN, *et al.* (1982) corresponde a una edad Ordovícico medio-superior.

La asignación de los grandes pliegues anteordovícicos a esta última etapa de diastrofismo sólo es posible cuando aquellos afectan a los materiales del Cámbrico inferior alto; tal como ocurre en los Montes de Toledo occidentales (MORENO, *op. cit.*) y en Portugal (OEN ING SOEN, *op. cit.*; RIBEIRO, 1974). En la primera localidad dichos pliegues aparecen con dirección NNO-SSE a N-S y fueron reapretados durante el plegamiento hercínico, presentando la misma geometría de los pliegues hercínicos, con flancos rectos y charnelas agudas. Sin embargo en Portugal los

pliegues asignados a la deformación «sárdica» y que afectan a materiales de edades similares (Sousa y Sequeira, 1993) presentan una geometría de pliegues en caja («box folds»), con dirección NE-SO y por tanto aproximadamente ortogonal a los pliegues de 1^a fase hercínica, considerando una etapa extensional para su origen.

Por lo tanto se puede afirmar que los pliegues que afectan a los materiales de la serie más baja, cuya edad no supera el Vendienense y, en consecuencia, la discordancia que los separa de la serie detritico-carbonatada de edad Vendienense superior, deben de estar relacionados con la orogenia Cadomiense.

Estos pliegues han sido citados en numerosas localidades, fuera de la zona estudiada. En el Domo de las Hurdes (RODRÍGUEZ ALONSO, *op. cit.*; y ÁLVAREZ NAVA y ROBLES, 1988); y PARDO y ROBLES (*op. cit.*) en el anticlinal de Valdelacasa; LÓPEZ DÍAZ (1992) en el anticlinal de Villarta-Navalpino; PALERO (1993) en el anticlinal de Alcudia; NOZAL, *et al.* (*op. cit.*) en el anticlinal de Ibor y PIEREN, *et al.* (*op. cit.*) y RODA QUEROL (1980) en el Domo Extremeño (aunque este último autor los atribuye a la Fase Sárdica).

En el conjunto del Macizo Hespérico lo más general y característico es la presencia de una fase de deformación, con plegamiento asociado, intraprecámbrica (intravendienense) con una etapa erosiva y la formación de la discordancia, ya admitida por casi todos autores, que separa los dos grupos inferiores del Precámbrico superior.

Pliegues, posiblemente asociados a la fase de deformación intraprecámbrica, que afectan a la serie inferior han sido identificados en toda la zona estudiada a escalas desde decamétrica a kilométrica y son previos a la esquistosidad principal originada durante la 1^a fase de la orogenia hercínica.

En la mayor parte de la Hoja, por el contrario, los pliegues observados tienen la esquistosidad de plano axial aunque las direcciones pueden ser muy variables debido a la superposición de las sucesivas fases hercínicas.

En la mayor parte de los casos las evidencias (de deformaciones intraprecámbricas) son indirectas. Los pliegues se han deducido a partir del tratamiento de datos estructurales que indican la existencia de deformaciones superpuestas. En el campo se pueden ver posiciones anómalias de los ejes y lineaciones de 1^a fase hercínica en los pliegues desarrollados en la serie inferior y criterios de polaridad estratigráfica y tectónica opuestos.

La morfología y orientación de estos pliegues ha sido modificada más o menos intensamente por las deformaciones prehercénicas y hercénicas posteriores.

Posteriormente, y antes del depósito del Ordovícico, debió de producirse plegamiento y fracturación de carácter extensional, según algunos autores, con carácter discontinuo y posiblemente localizado en relación con rejueglos de antiguos accidentes precámbricos.

La existencia de un hiato sedimentario en el Devónico medio es la única evidencia de la actividad tectónica de carácter distensivo que se pone de manifiesto en toda la región antes de la Orogenia Hercínica.

3.1.2. Deformaciones hercínicas

La Orogenia Hercínica constituyó un complejo proceso polifásico en el que se sucedieron diversas fases de deformación, de forma más o menos continua, con características muy diferentes y cubriendo un largo espacio de tiempo, desde el Devónico Medio al Carbonífero más alto.

Todas estas fases han quedado reflejadas de alguna manera en la configuración estructural de la región, que ha permanecido casi inalterada hasta nuestros días si exceptuamos los procesos de peneplanización y encajamiento de las redes fluviales que son relativamente recientes, y los efectos marginales de la Orogenia Alpina.

De todas ellas es la llamada 1^a fase de deformación hercínica la que marca las primeras y principales directrices estructurales y como consecuencia la morfoestructura del paisaje, al crear los grandes pliegues de longitudes y amplitudes kilométricas. La erosión diferencial de la serie paleozoica formada por alternancias de tramos pizarroso blando y tramos arenoso-cuarcíticos muy competentes resalta los efectos de la deformación, especialmente en el caso de los niveles cuarcíticos del Ordovícico inferior (Arenig): «Cuarcita Armoricana», que constituye el mejor nivel de referencia al definir los grandes sinclinos y anticlinos, debido, además, a su gran continuidad lateral y potencia. La estructuración definitiva se alcanzó con las restantes fases hercínicas de deformación dúctil y frágil-dúctil y de fracturación tardihercínica.

Las primeras manifestaciones de la Orogenia hercínica tuvieron lugar en el Devónico medio y Carbonífero inferior, aunque son difíciles de detectar debido a la limitada extensión de los materiales de esta edad y al carácter local y posiblemente diacrónico de las deformaciones. Parecen ser, en general, de carácter extensional y dan lugar a lagunas estratigráficas de mayor o menor amplitud.

Dentro de la Zona Centroibérica DÍEZ BALDA, *et al.* (*op. cit.*) separaron dos dominios: Dominio de los Pliegues Tumbados y Dominio de los Pliegues Verticales, que se basan en el carácter rotacional o no rotacional de la deformación producida por la 1^a fase hercínica y se diferencian en el estilo y número de fases de deformación diferenciadas.

En el segundo de dichos dominios se pueden distinguir a su vez dos sectores en base al estilo de las fases de deformación hercínicas sucesivas. El primero de estos sectores se extiende principalmente por el área de Salamanca (DÍEZ BALDA, *op. cit.*; ESCUDER, *et al.*, 1995) y por el Sistema Central (MACAYA, *et al.*, 1991). En él se distinguen cuatro fases de deformación hercínica.

El segundo sector del Dominio de los Pliegues Verticales ocupa la mayor parte de éste y se sitúa al sur del anterior, extendiéndose hasta el límite con la Zona de Ossa-Morena. La zona estudiada se encuentra toda ella situada dentro de sus límites. Están representadas de forma generalizada tres fases de deformación hercínica y solo localmente aparecen deformaciones comparables a la F₂ de la zona de Salamanca y Sistema Central.

En esta zona la primera fase descrita (F₁) es equivalente a la del área de Salamanca. Dió lugar a pliegues de todas las escalas, con ejes de horizontales a subhorizontales y direcciones variables debido a las deformaciones posteriores aunque predominan las NO-SE a E-O; los planos axiales son subverticales o con ligeras vergencias tanto al NE como al SO. La deformación no

superó en la mayor parte de la región el dominio epizonal, con metamorfismo de grado bajo a muy bajo. Está acompañada del desarrollo de una esquistosidad (S_1) de tipo «slaty cleavage» grosero en los materiales pelíticos y de tipo «rough cleavage» en los arenosos. La esquistosidad principal (S_1) suele aparecer en posición subvertical excepto cuando la intensidad de las deformaciones posteriores la distorsiona.

El mecanismo de plegamiento depende de la competencia y del mayor o menor grado de homogeneidad de los materiales afectados. Cuando dominan las alternancias de capas de competencias diferentes predomina el «buckling», al que se suma un aplastamiento previo que aumenta cuando aumenta la proporción de facies pelíticas. Cuando predominan las capas competentes (cuarcitas, areniscas, calizas) los pliegues normalmente tienden a ser concéntricos y a medida que aumenta la proporción de tramos incompetentes, los pliegues adoptan morfologías angulosas con flancos rectos y charnelas estrechas más o menos redondeadas. Cuando predominan los materiales pelíticos los pliegues adoptan morfologías similares o próximas a ellas al sumarse el aplastamiento al «buckling», pudiendo llegar a ser isocliniales.

En los últimos estadios de la deformación asociada a la Fase 1 se originan una serie de fracturas paralelas a las estructuras. En algunos casos se puede deducir su relación con el mecanismo de plegamiento; en un momento determinado de la evolución de un pliegue se produce la rotura de uno de esos flancos originándose un pliegue-falla. Normalmente son fallas inversas de plano vertical o subvertical, casi nunca muy tendidas. En otros casos su carácter original es mas difícil de deducir debido a rejuegos posteriores.

Posteriormente a esta primera fase hercínica (F_1) se han identificado localmente estructuras que serían equivalentes a las asociadas a las cizallas extensionales de Salamanca (F_2 del área de Salamanca y Sistema Central) y que por tanto también consideraremos de F_2 dentro de la parte meridional del dominio. Se caracterizan por horizontalizar las estructuras de Fase 1 (F_1) dando lugar a crenulaciones y/o bandas de cizallamiento que trasponen la estratificación y la esquistosidad de primera fase. Se han identificado en el sinclinal de Guadarranque (MORENO, *op. cit.*; GIL SERRANO, *et al.*, 1984; MONTESERÍN, 1985; NOZAL, 1985), en Los Yebenes y en la parte septentrional de la zona objeto del presente estudio estructuras de las mismas características que serán descritas más adelante.

La tercera fase (F_3) de la zona meridional del Dominio de los Pliegues Verticales sería equivalente a la F_4 descrita en la zona de Salamanca, con dirección de acortamiento E-O. F_3 es de carácter regional y se manifiesta por un cambio en la posición de los esfuerzos lo que dió lugar a la modificación más o menos acusada de las estructuras previas. Durante esta fase parece ser que en la mayor parte de la región los esfuerzos compresivos tenían una dirección aproximadamente E-O.

Por otro lado la deformación no se distribuyó de manera uniforme sino que se concentró en determinadas zonas por lo que no se reconoce una esquistosidad generalizada asociada con ella. El plegamiento a gran escala interfirió con el de la 1^a fase originándose arqueamientos de las estructuras y figuras de interferencia (domos y cubetas, principalmente en las zonas de charnela de los pliegues de 1^a fase). Por otro lado la deformación se concentró localmente en determinados pasillos o bandas de direcciones variables. Estos pasillos serían bandas de defor-

mación dúctil-frágil o bandas de cizalla con movimiento en dirección tanto levógiros como dextrógiros y direcciones NO-SE y NE-SO respectivamente.

La cuarta fase (F_4) es de carácter esencialmente frágil y responde a un acortamiento de dirección N-S que se manifiesta principalmente por dos juegos de fallas conjugadas (cizallas frágiles) de direcciones NNO-SSE a NO-SE y NNE-SSO o NE-SO y sentidos de desplazamientos principales dextro y senestro respectivamente.

3.2. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

Más de los dos tercios septentrionales de la Hoja están ocupados por materiales anteordovíci cos de edad Rifeense?-Vendiense, mientras que los del hiperciclo paleozoico ocupan el tercio inferior, siguiendo una dirección aproximada E-O que corresponde a la de las directrices hercínicas en esta zona (Fig. 3.1).



..... Contacto Concordante

- - - - - Contacto Discordante

— Folios

— Esquistosidad de Fase 1 Hercinica

— Esquistosidad de Fase 4 Hercinica

Figura 3.1.

Los materiales prevéndico superior aparecen estructurados según un plegamiento prehercínico, que es anterior al Véndico superior, edad de los materiales que lo fosilizan.

En el conjunto de materiales precámbricos de esta Hoja no existe una dirección dominante de la 1^a fase debido al efecto de las fases posteriores de la orogenia hercínica. Esto se pone de manifiesto claramente al intentar seguir su trazado utilizando la esquistosidad asociada a dicha fase cuya dirección varía fuertemente, predominando las direcciones NNE-SSO a NE-SO en la parte central y oriental mientras que en la parte occidental y en la meridional predominan las direcciones hercínicas NO-SE y en la esquina noroccidental se sitúa N-S.

Los materiales paleozoicos de la parte meridional de la Hoja tienen direcciones aproximadamente E-O.

Una gran banda de cizallamiento dextral, de dirección NO-SE, cruza la Hoja aproximadamente desde la esquina NO, procedente de las Hojas de Castuera (805) y Villanueva de la Serena (779) con dirección N130°E hasta la parte media inferior por donde atraviesa las sierras cuarcíticas paleozoicas en la zona de la sierra de Tiros.

3.3. ETAPAS DE DEFORMACIÓN

En el entorno regional pueden reconocerse hasta seis fases de deformación: una presumiblemente vendiense, otra sárdica y cuatro hercínicas.

En el área correspondiente a esta Hoja se han identificado tres fases hercínicas, la primera de plegamiento sinesquistoso y la segunda y tercera de cizallas verticales, crenulación y pliegues muy localizados, estas últimas serán designadas como tercera y cuarta respectivamente en virtud de las observaciones realizadas en las Hojas situadas más al Norte: Zorita (731) y Valdecaballeros (732).

3.3.1. Deformaciones prehercínicas

La Hoja de Cabeza del Buey constituye localmente un buen entorno para la observación de la deformación prehercínica, lo cual es una consecuencia de la débil deformación asociada a la primera y principal fase hercínica.

La deformación intraprecámbrica está bien representada y caracterizada en esta Hoja y los pliegues se observan a escala kilométrica y hectométrica. Los pliegues transectos solo afectan a los materiales de la más baja de las series del Precámbrico superior por lo que, a pesar de que las deformaciones hercínicas posteriores han modificado en muchas zonas la posición y morfología original de dichos pliegues, aún se pueden reconocer mediante el estudio de la distribución de los lineamientos y ejes de pliegues de primera fase hercínica.

Las zonas de charnela de los pliegues prehercínicos, aunque de forma aproximada, han sido situadas como líneas a partir de las cuales cambia el sentido de inmersión de los ejes de pliegues y lineaciones de intersección de 1^a fase hercínica.

Se han localizado pliegues prehercínicos en casi toda la Hoja aunque con una distribución irregular. Su orientación y distribución poseen una gran variabilidad que depende del carácter, orientación e intensidad de las deformaciones superpuestas.

En la esquina suroccidental de la Hoja, a lo largo de la vía del ferrocarril Badajoz-Madrid, se han deducido a partir de criterios de polaridad sedimentaria una serie de grandes pliegues de dirección NNO-SSE que están cortados por la esquistosidad de primera fase, que aquí tiene una dirección hercínica NO-SE. Dichos pliegues intraprecámbricos en origen debían de tener direcciones más norteadas y fueron reapretados y girados a su posición actual durante la 1^a fase hercínica. En general toda la zona situada al SO de la cizalla del Toril tiene direcciones hercínicas apenas modificadas por las fases hercínicas posteriores.

Otra zona de la Hoja donde se han podido reconocer numerosos pliegues prehercínicos es en la esquina NE a lo largo del Arroyo del Amarillo y del Arroyo Dos Hermanas. En esta zona las directrices hercínicas, controladas por la posición de la esquistosidad principal, varían entre NE-SO a NNE-SSO y los pliegues prehercínicos son ligeramente oblicuos con direcciones de N-S a NNO-SSE.

Las características originales de los pliegues intraprecámbricos no han podido ser reconocidas debido a la superposición de las deformaciones hercínicas. Por la relación observada entre sus trazas axiales y la esquistosidad transecta la posición original debió variar de E-O a ESE-ONO para la mayor parte de esta Hoja, aunque los datos de algunas zonas (esquina suroccidental, en el corte de la vía del ferrocarril) indican más bien direcciones N-S a NE-SO.

En la mayor parte de la Hoja, por el contrario, los pliegues observados tienen la esquistosidad de plano axial aunque las direcciones pueden ser muy variables debido a la superposición de las sucesivas fases hercínicas.

El plano de la discordancia basal del Vendieñense superior se ha reconocido en la Hoja situada al N (Navalvillar de Pela, nº 755). Es muy irregular, pero en todos los afloramientos de dicha Hoja se ha comprobado que en la base hay una discordancia angular, frecuentemente acompañada de tramos decimétricos de conglomerados y/o de paleosuelos fuertemente alterados.

En relación con la polémica planteada con anterioridad sobre la asignación de las deformaciones prehercénicas a la etapa «sárdica» o bien al Precámbrico, en este caso dicha problemática no tiene cabida, dado que los pliegues descritos no llegan a afectar a la serie vendieñense. La situación sería similar a la descrita por PALERO (*op. cit.*) en el anticlinal de Alcudia, donde según este autor la deformación prehercénica también es prevendieñense superior.

3.3.2. Deformaciones hercénicas

El conjunto de materiales que afloran en la región se encuentra afectado por una deformación polifásica hercénica, acompañada de metamorfismo, en el que el análisis estructural revela la existencia de diversas estructuras y elementos de la fábrica que constituyen el registro de tres fases de deformación principales, además de algunas otras estructuras tardías de desarrollo local o menor entidad. A continuación se describirían separadamente la asociación de

estructuras a todas las escalas atribuidas a cada una de las fases y relacionadas en cada caso con una distribución dada de los esfuerzos.

De las tres fases de deformación hercínica que se van a describir solo la primera fase (F_1) tiene una distribución generalizada y uniforme con estructuras asociadas de carácter dúctil-frágil (pliegues, fallas, esquistosidad). La segunda fase hercínica (F_2) se ha definido localmente al norte de la zona de estudio, Hojas de Zorita (731) y Valdecaballeros (732), en las áreas estructuralmente más profundas y, por tanto, no se describirá aquí.

La tercera y cuarta fases hercínicas (F_3 y F_4) tienen una distribución bastante generalizada aunque no uniforme y son de carácter frágil-dúctil a esencialmente frágil. La cuarta fase hercínica (F_4) se ha considerado hasta el momento como una etapa de fracturación tardihercínica que aquí se ha definido como fase de deformación que puede llevar localmente asociadas estructuras de carácter frágil y/o dúctil (en cizallas).

3.3.2.1. *La primera fase de deformación*

La macroestructura generada durante F1 se encuentra bien preservada en los niveles altos de la secuencia estructural donde se observan tramos de pliegues de escala kilométrica, de simétricos a moderadamente asimétricos y dirección general de sus superficies axiales NO-SE variando de E-O a NNO-SSE, con vergencias locales al NE y E.

El trazado cartográfico de las estructuras en las series paleozoicas ha permitido definir una serie de grandes pliegues a escala regional, sinclinales de Herrera del Duque, Almadén, Guadalmez y Los Pedroches, en áreas próximas, que no están representados en la zona estudiada.

El plegamiento de esta fase aparece en toda la Hoja con mayor o menor intensidad pero resulta difícil de identificar debido a la gran homogeneidad de los materiales precámbricos que cubren la inmensa mayoría de la Hoja y a que además presentan una deformación prehercínica apreciable.

En asociación con los pliegues se ha desarrollado una esquistosidad de plano axial (S_1) y una lineación de intersección (L_1) entre S_1 y la estratificación. Los pliegues menores son asimétricos, con superficies axiales subverticales o con buzamientos altos (cuando no están muy afectados por las fases hercínicas posteriores) y con los ángulos de inmersión de los ejes bastante variables, desde subhorizontales a subverticales. Las diferencias en la orientación e inclinación de los ejes de los pliegues y de la lineación de intersección (L_1) medidos en los materiales del Vendiente Superior y paleozoicos (predominan los buzamientos subhorizontales) en áreas próximas y en los de la serie inferior del Precámbrico Superior (con mayor dispersión, frecuentemente subverticales) dan cuenta de la existencia de una discordancia angular entre ambos conjuntos, producto de las deformaciones cadomienses y sárdicas. La esquistosidad (S_1) asociada varía en función de la litología en la que se desarrolla, observándose en las pelitas un «slaty cleavage» definido por la orientación preferente de filosilicatos de grano fino, granos de cuarzo y minerales opacos y en las areniscas y conglomerados una esquistosidad grosera («rough cleavage»).

Las reacciones minerales que tuvieron lugar durante la F_1 en las pizarras y pelitas son características de las facies de los esquistos verdes. Los minerales desarrollados durante este episodio metamórfico (clorita, moscovita, cuarzo) aparecen texturalmente como predeformativos con respecto a las fábricas de las siguientes fases de deformación.

3.3.2.2. *La segunda fase de deformación*

Esta etapa de deformación, que corresponde esencialmente a numerosas bandas de cizallamiento desarrolladas en las Hojas de Zorita y Valdecaballeros, no aflora o no ha sido registrada dentro del área de estudio.

3.3.2.3. *La tercera fase de deformación*

Esta fase ha alterado de forma importante en toda la Hoja la estructuración previa debida al plegamiento de primera fase.

La manifestación más clara de la actuación de esta fase en el ámbito de la Hoja lo constituye las fuertes variaciones que sufre la dirección de la esquistosidad de 1^a fase hercínica. En la esquina suroccidental de la Hoja, al SO de la cizalla del Toril, tiene dos direcciones hercínicas NNO-SSE a NO-SE, que se prolongan en la vecina Hoja de Castuera nº 805. Las directrices hercínicas se mantienen en esta Hoja solo en la parte meridional, en las proximidades del Paleozoíco.

Al NO de la cizalla del Toril y en el resto de la parte central y oriental de la Hoja las estructuras de 1^a Fase están fuertemente giradas hacia el Norte y muestran direcciones entre N-S y NNE-SSO. Variaciones a menor escala de dichas direcciones son el fruto de deformaciones posteriores superpuestas.

Se ha interpretado este giro como debido a la tercera fase hercínica ya que está afectado por las cizallas asociadas a la siguiente fase de deformación que, en unos casos, producen rejuegues de las estructuras previas y en otros modifica las nuevas directrices estructurales norteadas.

En los materiales paleozoicos aún se puede reconocer los efectos de la cizallas de la segunda fase a pesar de que en mucho casos sufrieron rejuegues durante la siguiente fase. Las direcciones de las cizallas secundarias, apenas representadas, tienen direcciones NE-SO a ENE-OSO y sentido de desplazamiento dextral.

En la zona de la Sierra de Tiros se puede reconocer la inflexión producida por una cizalla transcurrente del primer tipo con morfología de S. Afecta a los niveles más bajos del Ordovícico que, a su vez, están repetidos por una falla inversa, también plegada, de las que se asocian a la primera fase.

Posteriormente esta zona de falla rejuega durante la siguiente fase con sentido de desplazamiento opuesto (Falla de Almorchón y Cizalla del Toril).

Fracturas similares que deben de haber jugado durante esta fase de deformación afectan a todo el flanco Norte del sinclinal de Los Pedroches, donde se pueden reconocer mucho mejor que cuando solo afectan a los materiales precámbrico (Fallas de Cabeza de Buey, de Puerto Mejoral, etc.).

La actuación de estas cizallas implica un acortamiento en dirección E-O, el cual es compatible con el mayor desarrollo y anchura de aquellos diques de cuarzo cuya dirección se aproxima a la anterior y que por tanto tienen el carácter de grietas tensionales. En las calizas principales de dirección NO-SE los filones principales tienen direcciones entre E-O y ONO-ESE y en las cizallas secundarias NE-SO las direcciones de los filones varían entre ONO-ESE y NO-SE.

En los dos campos filonianos principales de la hoja, relacionados con esta fase de deformación (Castuera y Zarzacapilla) las direcciones de los filones mineralizados coinciden claramente con las direcciones de apertura descritas más arriba. Las direcciones norteadas que aparecen localmente se deben a la fase de cizalla posterior.

Los análisis estructurales de detalle de los planos de falla muestran mesoestructuras propias de deformación frágil, con planos de fallas, estrías, grietas con cuarzo, etc. Los criterios cinemáticos indican movimientos superpuestos a veces centrado, lo que indica que estos planos han replegado en varios episodios superpuestos, probablemente incluso en etapas tardihercínicas.

El sistema de depósito de los materiales védicos y la disposición y espesor de sus unidades litoestratigráficas observado en hojas próximas, así como la tectónica sinsedimentaria de los tramos basales, sugieren que el trazado de las cizallas senestras hercínicas se adaptaron al sistema de fracturación que controló la creación de las cuencas védicas.

3.3.2.4. *La cuarta fase de deformación*

En los materiales anteordovícicos y paleozoicos pueden identificarse diversas fallas con longitudes que oscilan entre 2 y 6 km y que pueden agruparse en tres familias principales: N 20° a 40° E, N 140° a 160° E y N 60° a 80° E. Las dos primeras aparecen como un sistema conjugado según una dirección de acortamiento N-S. Esta etapa de fracturación reactivó cizallas, algunas de las cizallas y fallas asociadas de la tercera fase, de forma que las fallas con dirección NO-SE rejugaron como fallas dextrales (Cizalla del Toril, falla de Almorchón), las fallas de dirección SO-NE como senestras y las fallas E-O pudieron ser reactivadas como fallas inversas (Falla del Zújar: contacto Devónico-Carbonífero en el flanco N del sinclinal de Los Pedroches).

Además de la fracturación, reconocida en foto área y sobre el terreno, se han identificado en el campo variaciones en la dirección de S1 que corresponden a flexiones producidas por cizallas de tipo dúctil. Suelen tener escaso desarrollo lateral y tampoco desarrollan estructuras planares penetrativas.

Dichas cizallas tienen dos direcciones preferentes: NNE-SSO a NE-SO y NNO-SSE a NO-SE y sentidos de desplazamiento senestral y destral respectivamente, predominando las segundas. Ambas direcciones son compatibles con un sistema conjugado según una dirección de acortamiento N-S.

En la banda de cizalla frágil-dúctil de esta fase situada en la parte occidental de la hoja de Cabeza del Buey (nº 806) (Cizalla del Toril) las estructuras menores asociadas están representadas en una banda de varios cientos de metros de anchura y longitud plurikilomérica.

La cizalla tiene una dirección N130°-140°E y carácter dextral deducido de diversos criterios cinemáticos que se pueden observar a lo largo de la carretera de Castuera a Orellana (CC-413). Desarrolla una esquistosidad de crenulación en relación con micropliegues asimétricos más o menos penetrativa en función de la litología. En las facies más pelíticas y pelítico-arenosas con una esquistosidad previa muy marcada la cizalla da lugar a pliegues de diversas escalas, generalmente a pequeña escala: micropliegues y crenulaciones, que afectan a la estratificación y a la esquistosidad de primera fase.

Estos micropliegues llevan asociada una esquistosidad de crenulación predominante de dirección N100°-120°E y subvertical y, en ocasiones, otra de dirección N70°-80°E, subordinada y que posiblemente corresponde a un sistema conjugado con el anterior. El carácter asimétrico de los micropliegues y la posición de la esquistosidad de crenulación asociada indica una deformación de carácter transcurrente en sentido dextral. La deformación pasa a ser de carácter netamente frágil al Sur de la hoja, donde atraviesa y desplaza los materiales cuarcíticos del Ordovícico inferior más de 2 km en sentido dextral (Falla de Almorchón).

Otras fallas que producen desplazamientos significativos en la parte Sur de la hoja: falla de Puerto Mejoral, falla de Cabeza del Buey, etc. están también relacionadas con esta fase de deformación.

3.4. NEOTECTÓNICA Y SISMOTECTÓNICA

3.4.1. 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 u otras superficies de referencia, 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 deforma-

ciones 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 como retazos con poca continuidad lateral, muy degradada y sin límites muy precisos.
- Glacis rojos, del neógeno inferior, adosados a los relieves cuarcíticos paleozoicos.

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.

3.4.2. Accidentes neotectónicos

En esta Hoja no existe ningún rasgo atribuible a actividad neotectónica pero en otros puntos cercanos a la Hoja, situados al N (en la Hoja de Navalvillar de Pela), se ha identificado un importante accidente considerado como neotectónico, que se trata de una falla normal, con dirección E-O a N 60° E. Esta falla hunde el bloque norte con un salto vertical de unos 20 m.

3.4.3. 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.

Las anomalías geomorfológicas tienen direcciones variadas, pero la dominante en N-S, un ejemplo se observa en la que coincide con el tramo rectilíneo del arroyo de Almorchón y que a su vez está relacionada con una fractura en esta dirección. En este mismo arroyo se observan cambios bruscos de dirección formando codos de 90° para continuar con otro segmento rectilíneo.

Otra anomalía geomorfológica con dirección NO-SE coincide con el tramo recto del arroyo de Cerro Gordo que también presenta cambios bruscos de dirección como en el caso anterior.

3.4.4. Otros datos relacionados con la neotectónica

En la Hoja existe actividad geotérmica que está relacionada con fracturas de dirección NO-SE, donde existen numerosas surgencias de aguas con temperaturas superiores a 20°. También se ha detectado actividad geotérmica en la vecina Hoja de Herrera del Duque (nº 756), situada al NE de esta Hoja.

3.4.5. Sismicidad

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

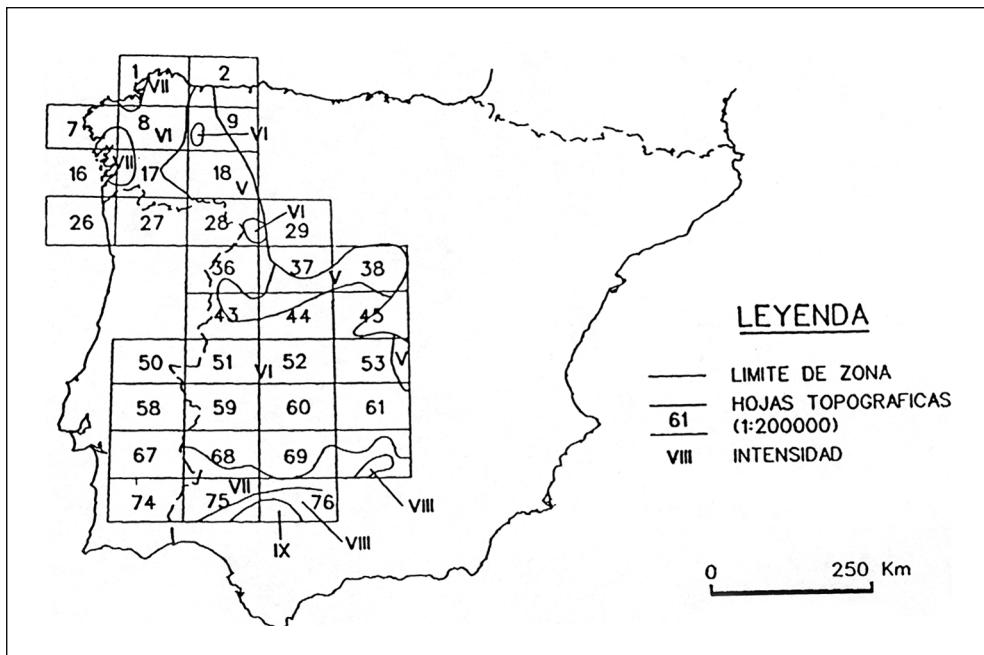
Esto indica que, en caso de haber existido, la actividad sísmica ha sido de muy baja magnitud.

Según CARVAJAL, et al. (1992) en su investigación realizada sobre la intensidad máxima alcanzada en el Macizo Hespérico (Figura 3.2), 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.

3.4.6. Sismotectónica

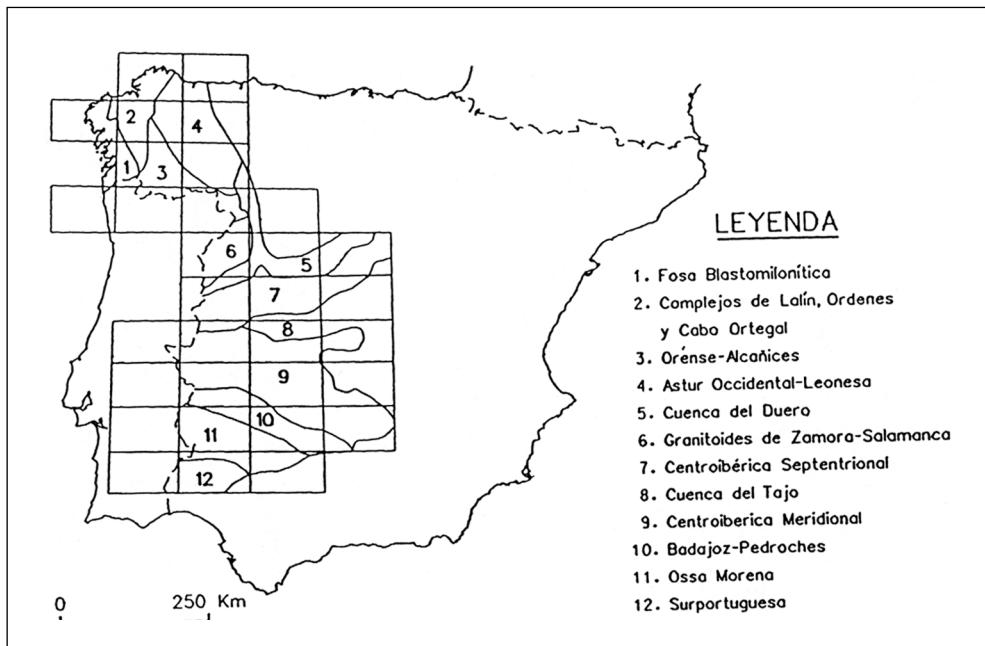
En base al análisis comparativo de datos sísmicos, geológicos y geofísicos CARVAJAL et al. (op. cit.) realizan una zonación sismotectónica del Macizo Hespérico, en la cual definen doce zonas con características sismotectónicas propias (Figura 3.3).

Según esta subdivisión esta Hoja se sitúa en la zona Centroibérica Meridional pero su extremo suroccidental pertenecería a la zona Badajoz-Pedroches. La zona Centroibérica Meridional se caracteriza por la presencia de metasedimentos del Precámbrico, sedimentos del Paleozoico,



CARVAJAL, A. y MATAS, J. (1992).

Figura 3.2. Intensidades máximas registradas en el Macizo Hespérico.



CARVAJAL, A. y MATAS, J. (1992).

Figura 3.3. División de zonas del Macizo Hespérico.

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 zona Badajoz-Pedroches está caracterizada por rocas plutónicas de composición fundamentalmente granítica.

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

3.4.7. Conclusiones

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

Por otra parte la actividad geotérmica existente en la Hoja y zonas limítrofes relacionada con fracturas NO-SE es otro punto a tener en cuenta.

Del análisis de isohipsas se pueden extraer pocos datos debido al alto grado de degradación de la superficie de erosión y la poca entidad de los retazos existentes, pero en general se observa que desciende suavemente hacia el NO. Las isohipsas de los glacis situados a ambos lados de los relieves paleozoicos indican un descenso hacia el N (en el flanco N de estos relieves) y hacia el S (en el flanco sur de los mismos).

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 la mayor parte de esta Hoja, concluirá en su condición de zona sísmica muy estable.

4. PETROLOGÍA

4.1. ROCAS PLUTÓNICAS

Son escasas las rocas plutónicas existentes en esta Hoja, que se localizan en el borde SE, al S de Benquerencia de la Serena, y forman parte del Macizo de Quintana, en el sector NO del Batolito de Los Pedroches.

Sólo están presentes las facies de leucogranitos y granodioritas, ambas con alteraciones superficiales importantes.

4.1.1. Leucogranitos (2)

Al SE de Benquerencia de la Serena aparecen las facies de leucogranitos de grano fino a medio que ocupan una superficie aproximada de 3 km y en donde el grado de alteración impide reconocer buenos afloramientos.

Estas facies de leucogranitos de grano fino a medio están compuestos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas, turmalina, moscovita, biotita y cordierita como minerales principales y apatito, círcón y opacos como accesorios. Es un granito de grano fino rico en turmalina y pobre en micas. No presenta fenocristales y tiene textura casi equigranular.

La biotita es escasa, casi accesoria, y se encuentra parcialmente transformada en moscovita. Esta ultima, mas abundante, es en su mayor parte secundaria, reemplazando a la biotita, F.K., plagioclasa y cordierita.

4.1.2. Granodiorita (3)

Bordeando la facies de leucogranitos (2) aparecen unas granodioritas biotíticas hornblendicas que ocupa una superficie alargada en torno a 1,5 km y que estaría en contacto con los sedimentos del Ordovícico, aunque son los sedimentos cuaternarios los que ocultan y separan cartográficamente.

La roca es un agregado granudo hipidiomorfo de cristales de plagioclasas, biotita y cuarzo con el feldespato potásico llenando los huecos.

Los componentes mineralógicos principales corresponden a plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y anfibol y como accesorios aparecen esfena, clorita, epidota, apatito, circón y opacos.

La plagioclasa se encuentra en agregados de cristales subidiomorfos o idiomorfos formando sineresis. Presenta las maclas de albita, carlsbad y periclinia con zonado normal y oscilatorio frecuente.

El cuarzo forma cristales grandes, intersticiales a plagioclasa y biotita y con bordes rectos frente al feldespato potásico.

El feldespato potásico, sin macla, forma masas anhedrales intersticiales y con abundantes inclusiones de biotita, plagioclasa y cuarzo.

La biotita forma cristales hidromorfos individuales con pleocroismo marrón claro-oscuro y escasas inclusiones de apatito y circón. Puede tener exfoliaciones de esfena y pequeñas transformaciones a clorita y epidotas.

El anfibol, verde, es muy escaso y aparece en cristales anhedrales dispersos.

4.2. ROCAS FILONIANAS

Ademas de los diques de rocas riódacíticas, con entidad cartográfica, existen numerosos diques centimétricos y decimétricos de cuarzo asociados a fracturas tardihercínicas con direcciones variables.

4.2.1. Riódacitas (1)

En la parte central y occidental de la Hoja, se han cartografiado una serie de diques de composición granítica que encajan siempre en los materiales del Pecámbrico con contactos netos. Tienen direcciones que varían entre N 130°-140° E, en los alrededores de la mina Miraflores, y N 110°-120° E, al N y NO de la Sierra de Tiros, de forma que en la parte NO son subparalelos a las estructuras mientras que hacia el SE las van cortando progresivamente.

Forman alineaciones de longitud plurikilométrica de cuerpos aproximadamente tabulares que en unos casos se sitúan «en relevo» unos a continuación de otros, y en otros los desplazamientos aparentes se deben a fracturas tardihercínicas. Los afloramientos de los diques se pueden continuar por espacio de algunos kilómetros en la vecina Hoja de Castuera, situada al Oeste.

Las potencias de los diques varían entre 20 y 30 m. para los valores medios máximos.

Macroscópicamente son rocas porfídicas de colores rosados cuando están frescas y grises verdosas a cremas por alteración. No se observan texturas fluidales ni ningún tipo de orientación preferente de los fenocristales.

Los fenocristales son principalmente de cuarzo, con frecuentes gollos de corrosión e inclusiones, feldespato potásico y plagioclásas ácidas. También se observa una pequeña proporción de micas, tanto biotitas como moscovitas, y agregados glomeroporfídicos de cuarzo y cuarzo-feldespato. Los tamaños más frecuentes de los fenocristales son entre 5 mm y 1 cm.

La matriz o mesostasis es de carácter microcristalino y está formada por cuarzo, feldespatos, micas y minerales arcillosos, producto de alteración de los feldespatos y las micas. Posiblemente parte de la matriz proceda de la recristalización de componentes originales de carácter vítreo.

Por su composición y por ciertas características texturales (gollos de corrosión en los cuarzos, posible carácter original vítreo de parte de la matriz) que indican un origen subvolcánico, se las puede clasificar como riodacitas.

Los diques se habrían intruido a niveles relativamente someros (de ahí su carácter en parte subvolcánico) a favor de fracturas profundas en algún momento de la Orogenia Hercínica posteriormente a la Fase 1 y antes de la Fase 3, ya que están atravesados por los filones del campo minero de Castuera y afectados por las fallas asociadas a las Fases 3 y 4.

4.3. METAMORFISMO

4.3.1. Rocas metamórficas

Todos los materiales del Precámbrico y Paleozoico presentan un metamorfismo regional y parte de los niveles del Ordovícico Inferior situados al SE de Benquerencia de la Serena, han sufrido un metamorfismo de contacto.

4.3.1.1. *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 círcón, 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 no llegan a tener desarrollada una esquistosidad. 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.

4.3.1.2. *Metamorfismo de contacto*

En el área de borde de las rocas graníticas se manifiesta un metamorfismo de contacto que queda patente por el «mosqueo» que presentan las rocas en la observación de visu, y por la presencia de cordierita, andalucita, feldespato potásico, biotita, moscovita, plagioclasa, grafito y óxidos de FE, como componentes mineralógicos. La textura es porfiroclástica.

Es una roca de grano muy fino, rica en materia carbonosa (grafito) y óxidos de hierro, formado esencialmente por cuarzo y sericita. También hay algunas láminas de origen sedimentario y espesor < 1 mm más ricas en cuarzo y más pobres en materia carbonosas.

La roca tiene un clivaje pizarroso definido por la orientación de los granos de cuarzo, que se encuentran aplastados, y de sericita parcialmente recristalizada a moscovita.

Superpuestos al clivaje aparecen numerosos porfiroblastos de andalucita subidiomorfos con muchas inclusiones orientadas en continuidad con el clivaje externo. Estos porfiroblastos y algunos cristales de moscovita recrecidos y desordenados deben ser producto de un metamorfismo de contacto posterior al desarrollo del clivaje.

Finalmente parece que hay un reaplastamiento del clivaje que hace que éste se adapte y rodee parcialmente a los porfiroblastos de andalucita.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. FISIOGRAFÍA

La Hoja de Cabeza del Buey se encuentra en la zona septentrional de Sierra Morena limitada al S y SO por la Comarca del valle de los Pedroches (las facies graníticas del batolito de los Pedroches afloran en la esquina SO) y hacia el O existe una gran extensión conocida como «La Siberia Extremeña».

Desde el punto de vista administrativo queda enmarcada en la provincia de Badajoz y como núcleos de población más importantes destacan: Cabeza del Buey, Benquerencia de la Serena, Helechal y Almorchón. En general, se trata de una zona bastante despoblada, sobre todo los tercios norte de la Hoja.

Topográficamente presenta varias zonas con una altitud desigual aunque, en general, la media es 621 m. Los relieves más importantes se localizan al sur de la Hoja, ocasionados por las Sierras cuarcíticas de dirección E-O, entre las que destacan los Altos del Castillo de la Nava, con alturas de 856 m (Buitrera); la Sierra de Tiros, con alturas de 961 m (Tiros); Sierra de la Rinconada, con 771 m; Sierra de la Osa, con 841 m; Sierra del Aliso, con 743 m; Sierra de las Vacas, con 897 m (Majada de la Peña) y la Sierra del Calvario, con 865 m. En el resto del área hacia el N, las alturas son menores llegando incluso a cotas inferiores a 360 m. En líneas generales, se trata de una zona peneplanizada donde se pueden observar retazos de la superficie fundamental (penillanura extremeña) degradada y sin límites claros (Figura 5.1).

En la esquina SO las alturas son menores y afloran granitos muy alterados, que también presentan una morfología aplanada.

Las pendientes mayores superiores al 20%, se sitúan con dirección O-E en el sur de la Hoja y alrededor del Cerro Cabeza, mientras que el resto presenta pendientes que no superan el 4%.

La Hoja pertenece a la Cuenca Hidrográfica del río Guadiana sin que exista ningún río importante en la zona, salvo el Zújar que asoma en el extremo suroriental. Como arroyos más importantes hay que citar el Almorchón que tiene una dirección SE-N y el arroyo del Buey, con dirección NO-SE, pasando a la Hoja de Chillón por su margen oriental.

No existe ninguna estación meteorológica pero las que se encuentran próximas a la zona permiten insinuar un tipo climático Mediterráneo Subtropical según la clasificación de PAPADAKIS. Este clima se caracteriza por un régimen térmico subtropical cálido con temperaturas medias que no superan los 17 °C y el régimen de humedad corresponde al tipo Mediterráneo húmedo con unas precipitaciones medias que no superan los 630 mm y evapotranspiración no superior a 900 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 sustrato 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

- [Dotted pattern] 200-400 (m.s.n.m)
- [Horizontal lines pattern] 400-600 (m.s.n.m)
- [Wavy lines pattern] 600-800 (m.s.n.m)
- [Circles pattern] 800-1000 (m.s.n.m)

Figura 5.1. Fisiografía.

5.2.1. Estudio morfoestructural

La Hoja se sitúa sobre la penillanura extremeña (HERNÁNDEZ PACHECO, 1947) extensa superficie de erosión, encajada y retrabajada, durante el Paleógeno, bajo una superficie anterior o superficie inicial (GARCIA ABAD y MARTÍN SERRANO, 1980), que hoy sólo es reconocible como un nivel de cumbres sobre las Sierras de la Cuarcita Armoricana. Ambas superficies han sido desniveladas y compartimentadas por las fallas de actividad alpina, en todo el Macizo Hespérico.

Esta zona está constituida por pizarras, grauvacas, areniscas, conglomerados y cuarcitas del Precámbrico y Paleozoico y granitos del batolito de los Pedroches (SO). El relieve es del tipo apalachiano al Sur y en este tipo son frecuentes las crestas y capas duras definidas por los materiales más resistentes a la erosión que destacan sobre los circundantes.

Morfológicamente se diferencian 3 Dominios característicos:

- A) *Dominio Paleozoico*. Se caracteriza 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 una banda E-O al sur de la Hoja.
- B) *Dominio Precámbrico*. Desde el dominio anterior ocupa el resto de la Hoja hacia el N y se caracteriza por relieves más suaves peneplanizados y someramente incididos por la red fluvial.
- C) *Dominio Granítico*. Sólo afloran granitos en la esquina SO, se caracteriza por granitos muy alterados y una morfología bastante aplanada. Su contacto con los materiales paleozoicos da lugar a un brusco escalón topográfico.

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 y de ladera.

Formas estructurales

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

En el sur de la Hoja puede reconocerse un relieve apalachiano, en el cual se reconoce un amplio valle apalachiano, pero en el que la incisión posterior ha desmantelado la morfología original.

Las formas más representativas son las *crestas* (3) provocadas por la Cuarcita Armoricana y que tienen dirección dominante N 120° E, que marca el rumbo general de la Orogenia Hercínica. Como ejemplos hay que citar Altos del Castillo de la Nava, Sierra de Tiros, Sierra de la Rinconada, Sierra de la Osa, Sierra de las Vacas y Sierra del Calvario.

Además existen algunos *cerros cónicos* (5) como el Cerro Cabeza que se producen por erosión diferencial, con materiales más resistentes a la erosión. Las líneas de capa (2) dejan resalte sobre el terreno circundante, como consecuencia del diferente comportamiento de los materiales frente a la erosión y se observan algunos basculamientos en la superficie de erosión (retazos) existente, producidos por desnivelamientos debidos a fallas.

La acción directa de la tectónica se refleja en los tramos rectilíneos de los arroyos 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

La red hidrográfica se acomoda a la estructuración hercínica y sólo la corta accidentalmente aprovechando fracturas transversas. En el SO de la Hoja donde afloran los granitos, la red de drenaje no presenta aparentemente ningún control estructural.

En general no existen grandes cauces que dejen depósitos fluviales importantes. La Hoja está dominada por una somera *incisión vertical* (8) de la red de drenaje de tipo dendrítico, mucho más acusada en las zonas próximas a los relieves paleozoicos y en concreto a las zonas de barras cuarcíticas.

Hay que destacar la presencia de dos *meandros abandonados* (7) ligados al arroyo de Dos Hermanas, que son formas situadas a más altura que el cauce actual de dicho arroyo.

Hay otros elementos no muy importantes ligados a la dinámica fluvial como las aristas (9) o interfluvios que se dan entre dos arroyos donde domina la incisión vertical.

Formas poligénicas

A nivel regional puede definirse una primera y más elevada superficie de erosión, conocida como nivel de cumbres, que coincide con el promedio de las cotas de las cumbres de las Cuarcitas Armorianas. Dicha superficie no se ha representado en la Hoja, ya que se limitaría a alguno 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 preciso, se desarrolla la superficie general de la zona (S_2) que tiene una pendiente dirigida hacia los cauces.

Se trata de la misma superficie existente en amplios sectores del Macizo Hespérico y ha sido descrita por varios autores en la región extremeña.

Hay que señalar que a través de la bibliografía se detectan importantes disparidades en relación con su génesis y edad. HERNÁNDEZ PACHECO (*op. cit.*) dice que se trata de una superficie finipaleógena situada a cotas comprendidas entre 600 y 650 m al N de la Cuenca del Guadarrama.

diana, en tanto que DÍAZ DEL OLMO y GUTIÉRREZ (1983) y GÓMEZ AMELIA (1985) proponen una edad neógena para la misma. VIDAL, *et al.* (1994) distinguen dos superficies, la 1^a de edad Paleógena y las sitúan entre 180 y 450 m y aparece desnivelada tectónicamente; la 2^a sería Pliocuaternaria y correspondería a pedimentos erosivos enlazando con la raña pero como un retrabajamiento de la Superficie anterior.

Dentro de esta Hoja la superficie aparece a cotas comprendidas entre 570 y 420 m y se manifiesta como pedimentos erosivos.

Los *glacis* (G_1) (13) son los más altos y antiguos y son equivalentes o coetáneos de la superficie S_1 y al igual que ésta sólo se conserva junto a los relieves cuarcíticos. Se trata de un depósito de cantos cuarcíticos con matriz arcillosa roja.

Formas de ladera

Estas formas presentan un conjunto heterogéneo de materiales, en composición y potencia, cuya única característica común es su génesis más o menos asistida por fenómenos de arrastre, solifluxión, creep.

Se presentan bien dando taludes de derrubios con materiales de granulometría heterogénea y asociados a ciertos fenómenos de descarga, conos, abanicos; bien tapizando laderas con materiales conglomeráticos, cantos con matriz de tamaño péltico y asociados a abanicos de pie de monte.

Los *coluviones* (10) están frecuentemente relacionados con las laderas de las Sierras cuarcíticas existentes en la Hoja de Cabeza del Buey. Estas laderas son inestables y tienen fuertes pendientes que favorecen al desarrollo de estos depósitos por acción de la gravedad. Tienen formas variadas y sus dimensiones oscilan, no llegando a superar 1 km.

Los coluviones de pequeñas dimensiones están relacionados con los valles fluviales y se disponen en bandas alargadas paralelas a los cauces. Se encuentran enlazando los valles en su parte baja con el fondo de los cauces y tienen una pendiente en ese sentido.

Formas antrópicas

Son aterrazamientos realizados en el terreno para estabilizar las laderas y permitir al hombre la plantación de ciertos cultivos. No se han representado en la cartografía debido a sus pequeñas dimensiones.

5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones superficiales son unidades cartografiadas a escala de trabajo y donde se definen una serie de atributos como: geometría, textura, potencia, génesis, cronología, etc. En la zona se distinguen los depósitos de fondo de valle y coluviones cuyas características litológi-

cas se han definido en el apartado correspondiente a estratigrafía. Por lo tanto en este apartado se describirán las alteritas desarrolladas sobre el zócalo.

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 sólo está presente la alterita roja en el contacto de los glacis y coluviones con los relieves cuarcíticos. Es el resultado de una alteración superficial que sólo afecta a los primeros metros. Se trata de una rubefacción de la roca, ocasionalmente acompañado por encostramientos carbonatados del zócalo en las zonas con morfología llana.

La rubefacción es un rasgo generalizado sobre todas las sierras cuarcíticas o sobre aquellos relieves situados por encima de la superficie de erosión S_1 , o bien sobre la superficie cuando todavía no ha sido degradada.

Además hay que mencionar que en el extremo SO se presentan materiales graníticos que se encuentran muy alterados constituyendo en muchos puntos un *lehm granítico* que tiene mayor extensión en la Hoja contigua de Castuera.

La génesis de este *lehm* puede remontarse al Paleógeno. El desmantelamiento experimentaldo por el mismo, posiblemente ya durante el Mioceno superior y Plioceno, ha alcanzado una profundidad de 100 m, cifra que corresponde al desnivel existente entre las hombreras y retazos de la Superficie de erosión paleógena y el nivel actual de los cauces.

Los procesos de alteración con actividad simultánea al encajamiento, han debido rebajar aún más el frente de meteorización.

5.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA)

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

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

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 se alcanzó en los ápices de los abanicos situados al pie de las sierras cuarcíticas.

Estos materiales son en su mayor parte producto de mud-flows o transportes masivos, y en otros 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 sólo 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 penillanuras 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 que se encaja una red fluvial que continua en la actualidad.

5.5. PROCESOS ACTUALES Y TENDENCIAS FUTURAS

El área de estudio puede considerarse como una zona con gran estabilidad morfológica. Los procesos activos actuales, que pueden producir riesgos en tiempos futuros, se relacionan con la dinámica fluvial.

Dentro de estos procesos activos fluviales está la incisión vertical que se produce en arroyos menores y aunque es muy generalizada en el área de estudio tiene un mayor desarrollo en las Sierras cuarcíticas.

También hay que pensar la posibilidad de reactivaciones de fallas con incidencia en la morfología, que puede condicionar 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) y produciéndose retro-

ceso de las cabeceras de los ríos, así como facilitar los procesos de ladera (coluviones, derrumbes, caídas de bloques) al quedar desprotegidas por falta de vegetación y favorecidas por la acción del agua.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

En el área de investigación, situada en el núcleo del Domo Extremeño, 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 en la parte meridional de la Hoja.

La base de la serie general, como 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 (1950) y TEIXEIRA (1955).

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 y otros (*op. cit.*), PALERO (*op. cit.*), LÓPEZ DÍAZ (*op. cit.*), SANTAMARÍA (*op. cit.*) 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 TIMOFIEV (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 (*op. cit.*), permiten considerar una edad Neoproterozoica (Vendíco) para todos estos materiales.

La mayor abundancia y diversidad de fósiles se dan para el Alcudiense superior (Grupos Ibor y Valdelacasa) y la edad que determinan es Véndico 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 Véndico.

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 definirse 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 turbídíticos 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). La Formacione «Limolitas 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, prolongación de los de la Hoja de Chillón. 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 («fan deltas») situado en el SO, que evoluciona a facies de plataforma silicilástica y mixta siliciclástico-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 siliciclásticos 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 siliciclásticos 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, aunque 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 subáereo y explosivo (dacítico), detectado en relación con la discordancia, Roiz (1979).

En las zonas internas de la cadena las intrusiones de granitos (que evolucionan con posteriорidad 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 neoproteozoico son de edad Véndico Superior, en tanto que en toda el área el hiperciclo postcámbrico comienza con potentes sucesiones de materiales siliciclásticos (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 anterordovícico. La atribución cronoestratigráfica de estas series, que preceden a la Cuarcita 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 comenzarían 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 Cuarcita 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 Cuarcita 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 ascensos 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 piza-

rras 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.* (*op. cit.*) 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 (Cuarcita Armoricana, Miembro Inferior de la Cuarcita de Cantera y Cuarcita de Doradillo) como depósitos de nivel alto («highstand 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, GABALDON (*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 SD finalizan con el depósito de carbonatos (bioclásticos y bioconstruidos), que constituirán el HST de dichas secuencias. Son el caso de las SD4 con la «Caliza de Urbana» y la SD7 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 programacionales.

QUESADA, C. (1991) 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 situaría 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 ZCI, donde se encuentra encuadrada el área de estudio, en la que se produciría una fragmenta-

ción 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) (SD8).

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 tardihercínicas 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 (diabásicas) 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 funda-

mental» 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 Cabeza del Buey (nº 806) se han localizado una serie de indicios de los cuales se han descrito y caracterizado un total de 29 (Ver tabla). Todos ellos son de minerales metálicos y su grado de interés e importancia es variable destacando los pertenecientes al campo filoniano de Castuera (que se prolonga en la Hoja del mismo nombre, nº 805, al Oeste) y, con menor relevancia, el de Zarzacapilla (que continua hacia el Este, dentro de la Hoja de Chillón, nº 807). Actualmente se encuentran todos ellos inactivos.

7.1.1. Minerales metálicos

Constituyen el total de los 29 indicios mineros descritos en la Hoja. En relación con la roca encajante de la mineralización se diferencian 2 grupos:

- Indicios encajados en materiales preordovícos.
- Indicios encajados en materiales paleozoicos.

En relación con la sustancia explotada se pueden clasificar en:

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

En relación con la morfología de la mineralización todos los indicios excepto 1 (no 8) son filonianos (casi siempre claramente discordantes con la estructura regional). Existe un único indicio estratiforme de hierro.

Indicios encajados en materiales preordovícicos

Se incluyen en este grupo 28 de los 29 indicios reconocidos en la Hoja, son todos ellos de carácter filoniano.

En función de las sustancias predominantes se pueden establecer 6 grupos, con sus paragénesis correspondientes:

- Indicios de Pb, con plomo mayoritario. A este grupo pertenecen los indicios nº 7, 11, 12, 16, 21, 22 y 23. La paragénesis es de galena, (cerusita, pirita), cuarzo (y carbonatos).
- Indicios de Pb-Zn. Pertenecen a este grupo los indicios nº 9, 14, 17, 24 y 25. La paragénesis es de galena, blenda, (cerusita, pirita), cuarzo (y carbonatos).
- Indicios de Pb-Cu. A este grupo pertenecen los indicios nº 1, 2, 4, 6, 18, 19, 20 y 26. La paragénesis consta de galena, calcopirita, malaquita, (pirita, cerusita, azurita), cuarzo (y carbonatos).
- Indicios de Pb-Zn-Cu. Pertenecen a este grupo los indicios nº 10, 13, 15, 27, 28 y 29. La paragénesis observada es de galena ,blenda, calcopirita, malaquita, (pirita), cuarzo (y carbonatos).
- Indicios de Cu, con el cobre como elemento mayoritario. Pertenecen a este grupo los indicios nº 3 y 5. La paragénesis es de calcopirita, malaquita, óxidos de cobre y cuarzo.

Todos estos indicios encajan en las pizarras y areniscas del Precámbrico superior y su morfología es siempre filoniana. Las direcciones de los filones son variables aunque predominan, especialmente en el campo filoniano de Castuera, los de dirección N 70-90 E; también aparecen filones con direcciones norteadas N 0-15 E y N 110-130 E; son más raros los de dirección N 40-50 E.

Indicios encajados en materiales paleozoicos

Se ha localizado un único indicio con estas características en las proximidades de Cabeza del Buey (al Norte, en el cerro de Almagrera). Se trata de un indicio de Fe, de carácter estratiforme, intercalado en los tramos detriticos basales del Ordovícico.

7.1.2. Rocas industriales

En esta Hoja los materiales del Precámbrico han sido objeto de numerosas explotaciones de tipo familiar para extraer tanto las pizarras como las areniscas de la Formación Estomiza, dedi-

Número	UTM		Sustancia	Término municipal y provincial	
	X	Y			
1	291150	4287650	Pb(-Cu)	Castuera-Badajoz	
2	290900	4287450	Pb(-Cu)	Castuera-Badajoz	
3	303600	4296000	Cu	Cabeza del Buey-Badajoz	
4	307600	4298950	Pb(-Cu)	Cabeza del Buey-Badajoz	
5	307450	4298650	Cu	Cabeza del Buey-Badajoz	
6	306200	4298750	Pb(-Cu)	Cabeza del Buey-Badajoz	
7	294000	4290825	Pb	Cabeza del Buey-Badajoz	
8	304675	4289700	Fe	Cabeza del Buey-Badajoz	
9	307750	4295950	Zn(-Pb)	Cabeza del Buey-Badajoz	
10	306825	4296050	Pb-Zn(-Cu)	Cabeza del Buey-Badajoz	
11	306850	4296675	Pb	Cabeza del Buey-Badajoz	
12	306825	4297150	Pb	Cabeza del Buey-Badajoz	
13	306475	4297050	Zn-Pb(-Cu)	Cabeza del Buey-Badajoz	
14	306375	4298000	Pb-Zn	Cabeza del Buey-Badajoz	
15	306925	4297825	Pb-Zn(-Cu)	Cabeza del Buey-Badajoz	
16	308350	4298700	Pb	Cabeza del Buey-Badajoz	
17	309150	4290850	Pb-Zn	Cabeza del Buey-Badajoz	
18	309400	4291250	Pb-Cu	Cabeza del Buey-Badajoz	
19 (58)	293330	4291680	Pb(-Cu)	Cabeza del Buey-Badajoz	
20	293480	4292820	Pb(-Cu)	Cabeza del Buey-Badajoz	
21	290110	4294380	Pb	Castuera-Badajoz	
22	289740	4293870	Pb	Castuera-Badajoz	
23 (59)	288740	4293780	Pb	Castuera-Badajoz	
24 (59)	281600	4293050	Pb(-Zn)	Castuera-Badajoz	
25 (47)	282350	4293650	Zn-Pb	Castuera-Badajoz	
26 (44)	281800	4294750	Pb-Cu	Castuera-Badajoz	
27	282000	4291300	Pb-Zn(-Cu)	Castuera-Badajoz	
28 (43)	281350	420800	Pb(-Zn-Cu)	Castuera-Badajoz	
29 (60,61)	281500	4289500	Pb-Zn(-Cu)	Castuera-Badajoz	

	Morfología	Mineralogía	Observaciones
	Fil. (N60°)	Gal. Pir. Calcop. Ceru. Qz	
	Fil. (N0°)	Gal. Pir. Calcop. Qz.	
	Fil. (N80°)	Calcop. Ox. Cu. Mal. Qz. Dol.	
	Fil. (N50°)	Gal. Calcop. Qz. Carb.	
	Fil. (N70°)	Calcop. Mal. Ox. Cu. Qz.	
	Fil.	Gal. Calcop. Qz. Carb.	
	Fil. (N40°)	Gal. Ceru. Goe. Qz.	
	Estr.	Goe. Ox. Fe. Limolita	
	Fil. (N100°)	Bl. Ox. Fe. Qz. Carb.	
	Fil. (N0°, N135°)	Gal. Bl. Mal. Qz. Carb.	
	Fil. (N65°-70°)	Gal. Ceru. Ox. Fe. Qz. Carb.	
	Fil. (N0°)	Gal. Ceru. Ox. Fe. Qz. Carb.	
	Fil. (N60°-70°)	Bl. Gal. Mal. Qz. Carb.	
	Fil. (N15°-175°)	Gal. Bl. Qz. Carb. Ox. Fe.	
	Fil. (N60°-70°)	Gal. Bl. Calcop. Mal. Qz. Carb.	
	Fil. (N70°-80°)	Gal. Qz. Carb.	
	Fil. (N120°)	Gal. Bl. Ox. Qz. Clor.	
	Fil. (N110°-115°)	Gal. Calcop. Mal. Ox. Fe. Qz. Carb.	
	Fil. (N15°)	Gal. (Pir. Mal.) Qz.	Los Apostolados
	Fil. (N15°)	Gal. (Mal.) Qz	Peñalobosa
	Fil. (N5°)	Gal.(Pir.)Qz. Carb.	Lomoperro
	Fil. (N45°)	Gal. Pir. Qz.	
	Fil. (N10°)	Gal. Pir. Qz.	
	Fil. (N80°)	Gal. (Bl.) Pir. Ox. Fe (Ceru.) Qz.	La Alondra
	Fil. (N90°)	Gal. Bl. (Ceru). Pir. Ox. Fe. Carb. Qz.	El Rayo
	Fil. (N90°)	Gal. Pir. Ox. Fe. Az. Calcop. Qz. Carb.	Miraflores
	Fil. (N70°)	Gal. Bl. Ox. Fe. Pir. Calcop. Qz. Cal.	
	Fil. (N80°)	Gal. Pir. Ox. Fe. Calcop. Sid. Qz.	Prodigo
	Fil. (N80°)	Gal. Bl. Calcop. Ox. Fe. Pir. Carb. Qz.	La Gamonita

cadas a la construcción de viviendas y muros de fincas. Estas explotaciones de carácter temporal no han sido observadas en actividad durante la realización de la Hoja.

En el mismo pueblo de Cabeza del Buey se explotaron en unas canteras arcillas para una teja procedentes de la fuerte alteración del substrato, formado en esa zona por los materiales pelítico-arenosos del Precámbrico y próximo al contacto con el Ordovícico discordante.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Características hidrogeológicas

La Hoja de Cabeza del Buey se encuentra enmarcada dentro de la cuenca hidrográfica del Guadiana, y más en concreto en la subcuenca del Zujar, en la provincia de Badajoz. Afloran en ella materiales diversos de edades que abarcan desde el Precámbrico hasta el Holoceno y que tienen lógicamente un comportamiento diferente desde el punto de vista hidrogeológico.

Cerca de las tres cuartas partes de la superficie de la Hoja está recubierta por materiales metamórficos del Precámbrico, mientras que en el cuarto restante aflora el Paleozoico, estando limitados los terciarios y cuaternarios a coluviones, fondos de valle y depósitos correspondientes a meandros abandonados. También existe un glacis de edad terciaria con cantos y bloques cuarcíticos en matriz limo-arenosa, unos diques de rocas ácidas y por la esquina inferior izquierda asoma un plutón granítico.

No existe en la Hoja ningún curso de agua importante y solamente destaca el arroyo de Mejorada que drena el tercio occidental de la Hoja, siendo toda su superficie típica representante de la llamada Siberia extremeña.

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.

La descripción de las unidades hidrogeológicas y su permeabilidad, se resumen como sigue:

— *Precámbrico. Unidades 5 y 6*

Los materiales más antiguos de la Hoja corresponde al dominio precámbrico. Litológicamente está formado por pizarras y grauvacas y areniscas y pizarras. Las pizarras y grauvacas que constituyen los afloramientos de mayor extensión, se disponen en facies que han sido interpretadas mediante modelos turbidíticos en relación con abanicos submarinos profundos. Presentan una permeabilidad baja a muy baja. Estos materiales son drenados por pequeños

manantiales y pozos, muy desigualmente distribuidos a lo largo y ancho de la superficie de la Hoja.

— *Rocas plutónicas y filonianas. Unidades 1, 2 y 3*

Muy escasamente representadas localizadas en el tercio suroccidental de la Hoja, corresponden a granodioritas, leucogranitos y diques de riolacitas. Su permeabilidad se considera baja a impermeable.

— *Paleozoico. Unidades 6 a 23*

Aunque limitados sus afloramientos al cuarto inferior de la Hoja, está representado por materiales que abarcan el Ordovícico, Silúrico, Devónico y Carbonífero. De todos ellos destacan las cuarcitas y en particular la Cuarcita Armoricana que se presenta en potentes niveles frecuentemente de orden métrico, de tonos blancos-grisáceos y amarillentos. Por lo general esta muy recristalizada. El resto de la serie presenta una alternancia de cuarcitas, areniscas y pizarras, siendo la serie continua hasta el Devónico inferior. Tal variedad de materiales que tienen individualmente un comportamiento diferente desde un punto de vista hidrogeológico, se deben considerar aquí sin embargo como una sola unidad con alternancias de cuarcitas, pizarras y areniscas, cuya permeabilidad es por lo general baja, llegando a ser media por fracturación.

La Cuarcita Armoricana presenta una *permeabilidad por fracturación*, constituyendo acuíferos de interés local y que pueden atender demandas, principalmente de abastecimiento urbano.

— *Cuaternario. Unidades 26, 27 y 28*

Se incluyen en este conjunto tanto los materiales asimilados a los depósitos de rañas, como otros de litología similar (coluviones, etc.) que en la Hoja aparecen relacionados con las sierras de Castuera y de Tiros.

Se pueden diferenciar 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 meandros abandonados) y por otro los depósitos de glacis y los coluviones.

Cuadro 1. Equivalencia de unidades cartográficas con unidades hidrogeológicas

Unidad hidrogeológica	Unidad cartográfica	Edad	Permeabilidad
1	25, 26 y 27	Cuaternario	Media-alta
2	6 a 23	Paleozoico	Media-baja o impermeable
3	1, 2 y 3	Rocas ígneas	Baja a impermeable
4	4 y 5	Precámbrico	Media-baja

Los depósitos de glacis y coluviones, están formados por gravas, limos arenosos, arenas y arcillas. Sus afloramientos más desarrollados están representados a lo largo de las dos sierras anteriormente citadas. 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, llegando localmente a alcanzar los 15 m.

Los depósitos aluviales de fondo de valle y meandros abandonados se encuentran en la parte meridional de la Hoja, corresponden a un depósito de gravas, limos, arenas y arcillas con numerosos lentejones de gravas. Pueden superar los 5 m de espesor. Presentan una permeabilidad media-alta.

Como ocurre en las Hojas colindantes, el Cuaternario en todo su conjunto forma un acuífero de carácter libre, definido dentro de la Cuenca del Guadiana por el MOPTMA, como Unidad Hidrogeológica nº 8.

Inventario de puntos de agua

El inventario de puntos de agua exclusivamente referido a pozos y sondeos en la Hoja de Cabeza del Buey, se basa en la documentación elaborada por la Confederación Hidrográfica del Guadiana, realizada en 1989 y cuya revisión se está realizando actualmente.

Las profundidades más frecuentes oscilan entre 2 y 8 m, aunque existe un grupo de pozos que pueden alcanzar profundidades entre 35 y 50 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.

Los pequeños caudales que se obtienen de estos pozos tienen un uso cuando el caudal es suficiente para regadío o para ganadería y doméstico.

El volumen de extracción alcanzó en 1989, un caudal anual de Dm^3/a para un total de ... puntos y la superficie de regadío con agua subterránea alcanzada fue de ____.

Esquema de modelo de funcionamiento Hidrogeológico

Las principales unidades hidrogeológicas que se han diferenciado en la Hoja de Cabeza del Buey vienen definidas por una serie de características litológicas bien distintas unas de otras.

En 1989, el IGME define dentro de la Cuenca del Guadiana, el sistema acuífero denominado «Sistema Acuífero nº 21» (Terciario Detritico y Cuaternario del Guadiana en Badajoz) y el MOPTMA (1990) define la Unidad Hidrogeológica nº 8 (Vegas Altas).

En esquema regionalmente se compone de una delgada lámina cuaternaria de permeabilidad alta, discordante sobre la formación terciaria detritico/arcillosa (Formación Madrigalejo), al

Norte de la Hoja de Puebla de Alcocer, con frecuentes cambios laterales de facies, alcanzando espesores máximos de 200 m, de manera que en ciertos sectores, el acuífero estará formado por materiales cuaternarios y terciarios. En la presente Hoja sin embargo, el escaso desarrollo de los cuaternarios no corresponde con precisión al modelo citado.

El sistema de cobertura se apoya sobre un zócalo metamórfico formado por rocas paleozoicas y precámbricas, con una permeabilidad muy baja, resaltando la formación de cuarcitas, que debido al grado de fracturación permiten una circulación mayor de agua originando acuíferos de interés local.

El flujo principal de agua subterránea en el acuífero de cobertura se produce a través de los depósitos aluviales y coluviones.

Hay una falta prácticamente total de una red de sondeos de control que hace que no se tenga una piezometría del acuífero donde se manifieste el sentido de la circulación del agua subterránea.

La recarga de esta unidad 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

El más importante de los arroyos que circula aunque de forma intermitente por la Hoja es el Arroyo de Mejorada.

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 tres grupos. El primero esta constituido por las rocas filonianas, el segundo por los granitos y el tercero formado por las rocas metasedimentarias y sedimentarias. A su vez, a este ultimo 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 tratara de dar una visión global sobre la excavabilidad, permeabilidad, capacidad de carga etc., que será valida para esta escala 1:50.000 y que servirá de referencia para los posteriores estudios de detalle en obras puntuales que se realicen el la Hoja.

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

ÁREA I

Zona I₁ : Tramo 1

ÁREA II

Zona II₁ : Tramos 2 y 3

ÁREA III

Zona III₁ : Tramos 4 y 5

ÁREA IV

Zona IV₁ : Tramo 6

Zona IV₂ : Tramos 7, 9, 11, 14, 18, 20 y 22

Zona IV₃ : Tramos 10, 13, 15, 17 y 23

Zona IV₄ : Tramos 8, 12, 16, 19 y 21

ÁREA V

Zona V₁ : Tramos 25 y 26

Zona V₂ : Tramos 24 y 27

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: (Tramo cartográfico 1)

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

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, en la que están incluidos los facies graníticas existentes en la Hoja.

- Zona II₁: (Tramos cartográficos 4 y 5)

Se incluyen en este grupo las rocas plutónicas aflorantes en el borde SO de la Hoja y que están representadas por leucogranitos y granodioritas, con idénticas características geotécnicas.

La morfología que presentan sus afloramientos es alomada, suave y con formas redondeadas típicas de la erosión de este tipo de materiales.

Estas rocas son impermeables pero tienen permeabilidad ligada a la fracturación. También, en las zonas de alteración, se pueden localizar algunos acuíferos superficiales confinados.

No se presentan problemas de carga y la excavabilidad se realizará por voladura en roca sana, que pasará a ripable-excavable en las áreas alteradas.

7.3.1.3. Área III

En este área se encuentra únicamente la zona en la que están incluidos los metasedimentos del Precámbrico Superior.

- Zona III: (Tramos cartográficos 4 y 5)

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 solo 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.

7.3.1.4. Área IV

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

— Zona IV₁: (Tramo cartográfico 6)

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 IV₂: (Tramos cartográficos 7, 9, 11, 14, 18, 20 y 22)

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 IV₃: (Tramos cartográficos 10, 13, 15, 17 y 23)

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

Se trata de un conjunto formado esencialmente por pizarras grises y/o negras, ampolíticas, 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 IV₄: (Tramos cartográficos 8, 12, 16, 19 y 21)

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.

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 25 y 26)

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 24 y 27)

En esta zona se incluyen los cantes de pizarras, cuarcitas, arenas y arcillas correspondientes a los glaciares, 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 esta Hoja hay que distinguir dos sectores desde diversos puntos de vista geológicos (litológico, petrológico, geomorfológico, hidrogeológico, etc.) que tienen en común el que no existe una gran variedad de puntos de interés (rasgos geológicos destacables).

Por un lado las tres cuartas partes de la Hoja están ocupadas por materiales precámbricos muy deformados y bastante homogéneos litológicamente. Además presentan una extensa peneplanización terciaria donde los cursos fluviales apenas han incidido. Por tanto son estos rasgos geomorfológicos y las características tectónicas y estratigráficas los únicos aspectos destacables de la Hoja para los materiales precámbricos.

En la parte meridional de la Hoja en cambio los rasgos destacables están controlados por una mayor variedad litológica que implica la existencia de materiales de competencia muy diferente y carácter terrígeno (pizarras, areniscas, cuarcitas, conglomerados). Además están representados, en mucho menor grado, rocas ígneas (granitoides) y rocas sedimentarias muy recientes, apenas consolidadas y subhorizontales, que tendrán, al ocupar una superficie más extensa, una mayor incidencia en la caracterización geológica de las Hojas vecinas.

En esta Hoja se han inventariado y seleccionado un total de ocho Puntos de Interés Geológico.

7.4.1. Descripción de los puntos de interés

PUNTO 1. Cerro Cabeza Almagrera

Es un gran cerro testigo formado por materiales arenosos y cuarcíticos del Ordovícico inferior desde el que se tiene una buena vista del pedimento erosivo de la penillanura y su enlace gradual mediante depósitos de ladera con los relieves cuarcíticos que forman las sierras al sur.

Se encuentra situado al NO de Cabeza del Buey y para llegar a la cima se accede por una pista de construcción reciente que asciende por la parte Norte del cerro.

PUNTO 2. Peñones del Quintillo-Guijo Gordo

Son alineaciones de lentejones cuarcíticos jalando grandes fracturas de dirección E-O y que encajan en los materiales del Precámbrico superior, resaltando por erosión diferencial del entorno.

Se sitúan al N de la carretera de Cabeza del Buey a Castuera (C-420) entre los Kms. 62 y 67, accediéndose bien por la ermita de Belén o por la carretera que va a Orellana desde Cabeza del Buey.

PUNTO 3. Penillanura de la Siberia Extremeña

Corresponde a un pedimento erosivo de edad finipaleógena con escasos retazos conservados de glacis al N.

La observación en conjunto se puede hacer desde algunos puntos ya citados de las Hojas 806 (Cabeza del Buey) y 780 (Puebla de Alcocer) o recorriendola por las numerosas carreteras locales con trazados nuevos.

PUNTO 4. Cizalla frágil-dúctil del Toril-Los Castejones

En el corte de la nueva carretera de Castuera a Orellana se pueden hacer buenas observaciones de una zona de cizallas frágil-dúctil de dirección NO-SE y sentido dextro de desplazamiento (para el último reajuste) que atraviesa la Hoja de Cabeza del Buey (807) continuándose hacia el NO en la Hoja de Villanueva de la Serena (779). Se sitúa aproximadamente entre los km 87 y 91 de la carretera citada.

PUNTO 5

Se observan buenas estructuras de base de corriente en facies arenosas con características turbidíticas del Precámbrico Superior.

Se sitúan en el arroyo de Dos Hermanas a unos 200 m aguas abajo de la desembocadura del arroyo del Amarillo.

PUNTO 6

Se trata de facies pelíticas, posiblemente de plataforma, del Precámbrico superior. Afectadas por pliegues debidos a fases hercínicas tardías.

Se sitúa en el talud de la carretera comarcal C-413 de Castuera a Orellana, en el km 87.

PUNTO 7

Se observan facies arenosas, pelíticas y heterolíticas del Precámbrico Superior. Asociaciones de facies de aspecto turbidítico. Pliegues de 1^a fase hercínica.

Se sitúa en el talud de la carretera C-413 de Castuera a Orellana, en el km 94.

PUNTO 8

Facies y asociaciones de facies pelíticas y arenosas del Precámbrico Superior.

Se localiza en la trinchera del FFCC Madrid-Badajoz, en el km 350.

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, pp. 193-327.

ÁLVAREZ-NAVA, H. y ROBLES CASAS, R. (1988). Sobre la existencia de una esquistosidad prehercínica en la zona de Fuenteaguinaldo-Pastores, SO de Salamanca (Zona Centroibérica). II Congr. Geol. de España. Comunicaciones vol. II, 99-102.

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-cámbricos de la mitad suroriental de la Zona Centroibérica. II Congr. Geol. de España. Comunicaciones vol. I, 19-22, 1 fig., Granada.

BOUMA, A. H. (1962). *Sedimentology of some flysch deposits*. Elsevier, 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.

CRESPO, V. y REY, J. (1972). Contribución al estudio del Valle de Alcudia. *Bol. Geol. y Min.* 82, 6, pp. 512-515.

CRESPO, V. y TAMAIN, F. (1971). Mise en évidence de niveaux carbonatés interstratifiés 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.
- DÍEZ BALDA, M. A. y VEGAS, R. (1992). La estructura del Dominio de los pliegues verticales de la Zona Centroibérica. En *Paleozoico Inferior de IberoAmerica*. Univ. de Extremadura, pp. 525-535.
- DÍEZ BALDA, M. A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990). Structure, Autochthonous Sequences of Central Iberian Zone. En R. D. DALLMEYER y E. MARTÍNEZ GARCÍA (Eds.) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 172-188. Springer Verlag, Berlín.
- ESCUADER, et al. (1995). Evolución tectonotermica del área metamórfica del SO de Salamanca. Zona Centroibérica, O de España. *Bol. Geol. Min. de España*.
- FORTHEY, 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.
- GARCÍA ABAD, F. J. y MARTÍN SERRANO, A. (1980). Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central Española). *Estudios Geol.*, 36, pp. 391-401.
- GARCÍA-ALCALDE, J. L.; ARBIZU, M. A.; PARDO, M. V. y GARCÍA LÓPEZ, S. (1984). El límite Devónico-Carbonífero en el área de Guadalmez-Santa Eufemia (Prov. de Ciudad Real y Córdoba, Sierra Morena. España). Coms. I Cong. Esp. Geol., Tomo I, pp. 421-430.
- GARCÍA HIDALGO, J. F. (1988). El Anticlinal de Ibor: Estratigrafía, Sedimentología, Tectónica y ciclos sedimentarios. II Cong. Esp. Geol. Granada. Simposios: Cinturones Orogénicos, pp. 101-110.
- (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.
- GIL SERRANO, G.; MONTESERÍN, V.; NOZAL, F. y PÉREZ LLORENTE, F. (1984). Fases de deformación y elementos de superposición en la parte occidental de los Montes de Toledo. I. Congr. Esp. Geol. Segoviana. Tomo I, pp. 27-47.
- GÓMEZ AMELIA, D. (1985). *La Penillanura extremeña: estudio geomorfológico*. Tesis Doctoral. Univ. de Extremadura. 397 pp.
- 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. (1984a). Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotivense) en la parte meridional de la zona Centroibérica (España). *Cuad. Geol. Ibérica*, 9: 287-319.
- HAFENRICHTER, M. (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.
- HAMMANN, W.; ROBARDET, M. y ROMANO, M. (1982). The Ordovician System in southwestern Europe (France, Spain and Portugal). *Pub. Intern. Un Geol. Sci.*, 11, pp. 1-47.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1947). Ensayo de la morfogénesis de la Extremadura Central. *Not. y Com. IGME* 17; pp. 167.
- 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).
- ITGE (1995). *Mapa Geológico de España E. 1:1.000.000*.
- 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.
- JUNTA DE EXTREMADURA (1993). *Mapa Geológico-Minero de Extremadura*. De «La Minería en Extremadura». D.G.T.I.M. 500 p.
- LIÑAN, E.; PALACIOS, F. y PEREJON, A. (1984). Precambrian-Cambrian boundary and correlation from southwestern and central part of Spain. *Geol. Mag.*, 121 (3); pp. 221-228.
- LIÑAN, E. y PALACIOS, T. (1987). Asociaciones de pistas fósiles y microorganismos de pared orgánica del Proterozoico, en las facies esquistos-grauváquicas del norte de Cáceres. Consecuencias regionales. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 82, 1-4: 211-232.
- LÓPEZ DÍAZ, F. (1992). *Evolución Estructural de la Antiforma de Navalpino (Zona Centroibérica)*. Tesis Doctoral, 144 p. Universidad de Oviedo (inédita).
- (1993). La estructura del Anticlinal de Navalpino. *Rev. Soc. Geol. España*, vol. 6, nº 3, 3-4 (en prensa).
- (1994). Estratigrafía de los materiales anteordovícicos del anticlinal de Navalpino (Zona Centroibérica). *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (1-2), 31-45.

- 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 Prækambrium 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.
- MAAS, R. (1963). Geologesche Beobachtungen in der ostlinchen Extremadura (Spain). *Neves Jb. Geol. Paleont.*, 117, pp. 185-207.
- MACAYA, J. et al. (1991). Continions deformation ductil hansting and backfolding of cover and basement in the Sierra de Guadarrama. Hercynian orogen of Central Spain. *Tectonophysics*, 191; 291-309.
- MARTÍN HERRERO, D. (1989). Los materiales Precámbrico-Cámbicos 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-Cámbicos 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.
- 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 changehs 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 TIMOFEEV, M. (1977). *Premier étude des microfaunes du Précambrien de la Péninsule Ibérique*. Inst. Geol. Geocron. Précambrien, Leningrad, 2 págs. (Inéd.).
- MONTESERÍN, V. (1985). Estudio geológico del flanco noroeste del Anticlinal de Valdelacasa. Precámbrico-Cámbrico de las Hojas 654 (P. del Arzobispo) y 655 (Los Navalmorales). Informe interno ALMADEN. IGME.

- MONTESERÍN, V. y PÉREZ ROJAS, A. (1984). *Mapa Geológico de España 1:50.000, 2ª serie MAGNA*. Memoria de la Hoja nº 653 (Valdeverdeja). IGME.
- 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-Cármbico 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.
- (1977). Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el Anticlinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudia. Ausencia de Cármbico. *Estudia Geológica*, 12, pp. 123-136.
- 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».
- NOZAL, F. (1985). Estudio Geológico de la terminación sureste del Anticlinal de Ibor (Hojas de Castilblanco y Herrera del Duque). Informe interno ALMADEN-IGME.
- 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.
- NOZAL, F.; ROBLES CASAS, R. y SANTAMARÍA, J. (1988). Sobre la discordancia intraprecámbrica entre los grupos Domo Extremeno e Ibor, en el sector central del Anticlinal de Ibor (Zona Centroibérica). II Congr. Geol. de España. Comunicaciones, vol. I, 135-138.
- 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. (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.
- PÉREZ LORENTE, F. (1979). *Geología de la Zona Ossa-Morena al Norte de Córdoba (Pozoblanco-Belmez-Villaviciosa de Córdoba)*. Tesis Doctoral. Univ. de Granada.
- PICKERING, R. K.; ROMANO, M. y MELENDEZ, B. (1984). Arenig trace fossils from the Salamanca area, western Spain. *Geol. J.*, 19, pp. 249-269.
- PIEREN PIDAL, A. P. y HERRANZ ARAUJO, P. (1988). Presencia y caracterización del «Alcudien-*se Superior» (Vendianense) 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 GIL, 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.
- PROST-DAME, V. (1980). *Geologie et gitologie de la region de Castuera (Badajoz-Espagne)*. Universidad Paris-Sud. Centre d'Orsay.
- PUSCHMANN, H. (1964). Stratigraphie der Devon Mulde von Herrera del Duque. Dissertation. Heidelberg (inédito).
- (1970). Eine Paleogeographie des Devons auf der Iberischen Halbinsel Z. *Deutsch. Geol. Ges.* 120 (1968), pp. 107-118.
- QUESADA, C. (1991). Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic tercane in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185: 225-245.
- 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.
- RIBEIRO, A. (1984). *Contribución a l'estude tectonique de Tras Os Montes Oriental*. Memoria de los Servicios Geológicos de Portugal. Nova Serie, Lisboa, 24.
- 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 PARIS, 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.
- RODA QUEROL, J. (1986). Nuevos datos sobre la fase de deformación Sárdica. Geometría de los pliegues prehercínicos del río Salor (Cáceres). *Geogaceta*, 1; 13-15.
- 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 1:50.000. 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.
- SANTAMARÍA, J. y PARDO, M.V. (1995). Evolución tectonoestratigráfica de los materiales Precámbri-co-Cámbricos de la Zona Centroibérica. *XIII Reunión Geol. Oeste Peninsular*, pp. 209-213.
- SANTAMARÍA, J.; PICART, J. y SOLE, F. J. (1987a,b). Abst. VIII European Regional Meeting. IAS. Tunis.
- SARMIENTO, G. N. y RODRÍGUEZ NÚÑEZ, V. M. (1991). Conodontos telychienses (Siurano Inferior) del Sinclinal de guadarranque (Zona Centroibérica, Macizo Hespérico). *Rev. Esp. Paleont.*, n.º extr. julio, p. 151-156.

- SAUPE, F. (1973). La Geologie du gisement de mercure D'Almaden. *Sciences de la Terre*. Mem. n.^o 29, pp. 1-342.
- SELLEY, R. C. (1970). *Ancient sedimentary environments*. Chapman 2 Hall. 237 pp.
- SOUZA, M. B. y SEQUEIRA, A. J. D. (1993). O limite Precámbrico-Cámbrico na Zona Centroibérica em Portugal. *Com. XII Reun. Geol. Oeste Peninsular*, 1; pp 17-28.
- TAMAIN, G. (1972). Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne). These Univ. Paris-Sud (Orsay) 3, pp. 1-870.
- TEIXEIRA, C. (1995). Os Conglomerados do Complexo xistograuvaquico antesilurico. Sua importância 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, 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.
- VIDAL, G. et al. (1995). A new find of «Tommotiam» small shelly fossils from southern Spain. *XIII Reunión Geol. Oeste Peninsular*, pp. 166-167.
- WALKER, R. G. (1982). Hummocky and swales cross-stratification. Int. Ass. Sediment., 11 th int. Congr. Sechment. Hamilton, Canadá. Guidebook for Excursion, 21A.
- WALKER, R. G. et al. (1984b). 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.

ISBN 84-7840-582-8

9 788478 405824



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN Y CIENCIA