



MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



TORRE DE JUAN ABAD

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

TORRE DE JUAN ABAD

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

© Instituto Geológico y Minero de España
Base Topográfica: Servicio Geográfico del Ejército
Cartografía: Intecol S.L.

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 474-09-015-5
ISBN: 978-84-7840-786-6
Depósito legal: M-9562-2009

Fotocomposición: Intecol S.L.
Impresión: Gráficas Muriel, S. A.

Las presentes Hoja y Memoria (Torre de Juan Abad-839) han sido realizadas por INIMA SERVICIOS EUROPEOS DE MEDIO AMBIENTE, S.A. dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Autores

- J. Matas González. Cartografía Geológica y Memoria.
- F. Leyva Cabello. Cartografía Geológica y Memoria.
- P. Cabra Gil. Cartografía Geomorfológica y Memoria.
- J.C. Gutiérrez Marco. Estudios Paleontológicos (Macropaleontología).
- R.Mª. Rodríguez González. Estudios Paleontológicos (Polen y Acritarcos).
- L.F. Granados Granados. Estudios Paleontológicos (Micropaleontología).

Dirección y supervisión

- J. Fernández-Gianotti Branca (I.G.M.E.)
- V. Monteserín López (I.G.M.E.)

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Fichas petrológicas y paleontológicas de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Álbum de fotografías y diapositivas.
- Informes complementarios.
- Puntos de interés geológico.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA	9
2. ESTRATIGRAFÍA	11
2.1. PALEOZOICO	11
2.1.1. Ordovícico	12
2.1.1.1. Ordovícico Inferior	13
2.1.1.1.1. Cuarcitas, areniscas cuarcíticas y pizarras (4). Capas pochico (Arenig superior)	13
2.1.1.2. Ordovícico Medio	14
2.1.1.2.1. Pizarras negras (5). Pizarras del Río. Arenigiense Superior-Llandeilo (Dobrotiviense)	15
2.1.1.2.2. Areniscas cuarcíticas, cuarcitas y pizarras. Alternan- cias	17
2.1.1.2.3. Pizarras verde azulado, limolitas gris oscuro a ver- doso y areniscas cuarcíticas (7). Pizarras Guindo. Llandeiliense (Dobrotiviense Inferior terminal. Do- brotiviense Superior)	19
2.1.1.3. Ordovícico Superior	23
2.1.1.3.1. Cuarcitas grises de grano medio y areniscas cuar- cíticas de grano medio grueso ferruginosas (8). Cuarcitas botella. Llandeiliense Superior-Caradoc Inferior	23
2.1.1.3.2. Pizarras y limolitas gris verdoso a amarillento (9). "Pizarras Cantera". Caradoc Inferior y Medio	25
2.1.1.3.3. Areniscas cuarcíticas, limolitas y pizarras de color verde amarillento (10). Bancos mixtos. Caradoc Terminal-Ashgill Inferior	27
2.1.1.3.4. Calizas bioclásticas, dolomías grises a ocre y epi- clastitas de grano medio a grueso verdosas (11). Caliza de Urbana. Ashgill (Preharnantiense)	30
2.1.1.3.5. Pizarras negras y fangolitas gris oscuras (12). Pizarras Chavera. Ashgill Terminal. Hirnantense	32
2.1.2. Silúrico	34
2.1.2.1. Cuarcitas de grano medio a fino y areniscas cuarcíticas blan- cas a grisáceas (13). "Cuarcita de Criadero". Llandovery	35

2.1.2.2.	Sapropelitas y pizarras negras ampelíticas (14). Llandovery superior-Wenlock inferior.....	37
2.1.2.3.	Areniscas cuarcíticas, limolitas y pizarras grises (15). Silúrico superior (Wenlock superior). Devónico Inferior.....	38
2.1.3.	Devónico.....	39
2.1.3.1.	Devónico Inferior.....	40
2.1.3.1.1.	Areniscas cuarcíticas de grano medio y grueso, cuarcita de grano medio a fino gris rojiza y areniscas oolíticas ferruginosas rojo vinosas (16). Lockkoviense-Praguiense.....	40
2.1.3.1.2.	Calizas bioclásticas amarillento rosadas, calizas dolomíticas grises y oolitas carbonatadas rojas (17). Emsiense.....	45
2.1.3.2.	Devónico Superior.....	46
2.1.3.2.1.	Areniscas cuarcíticas de grano medio grueso grises y areniscas oolíticas rojas (18). Devónico Superior (Fameniense).....	46
2.2.	MESOZOICO.....	47
2.2.1.	Triásico.....	47
2.2.1.1.	Conglomerados gris rojizo, areniscas con grava y lutitas violáceas a rojas (19). Facies Buntsandstein.....	49
2.2.1.2.	Dolomías con o sin cantos y conglomerados con cemento carbonatado (20). Muschelkalk Medio.....	50
2.2.1.3.	Lutitas grises y rojas, areniscas y conglomerados (21). Muschelkalk Medio-Superior.....	50
2.2.1.4.	Lutitas gris-verdoso, margas dolomíticas y dolomías arcillosas amarillentas (22). Muschelkalk Superior-Keuper.....	53
2.2.1.5.	Lutitas rojas con niveles de areniscas ("s") de grano medio a grueso blanco verdosas a rojizas (23). Facies Keuper.....	54
2.2.1.6.	Areniscas de grano medio fino amarillentas (24). Keuper.....	57
2.2.1.7.	Lutitas rojas y verdes con niveles de areniscas y yesos (25). Facies Keuper.....	57
2.2.2.	Jurásico.....	59
2.2.2.1.	Dolomías bien estratificadas, dolomías masivas carniolares y calizas dolomíticas (26). Lías Inferior.....	59
2.2.2.2.	Margas verdes y violáceas, dolomías amarillentas, dolomías brechoides y calizas de algas (27). Lías Inferior-Medio.....	60
2.2.2.3.	Dolomías y calizas bien estratificadas, brechoides hacia la base y calizas intraclásticas (28). Lías Medio-Superior.....	61
2.3.	TERCIARIO.....	62
2.3.1.	Conglomerados, arenas con grava, limos, arcillas (29). Mioceno Superior.....	62
2.3.2.	Calizas micríticas, calizas oncolíticas con sílex, caliza de gasterópodos y margas grises (30). Mioceno Superior.....	62
2.4.	CUATERNARIO.....	63
2.4.1.	Arcillas y limos rojos (alteraciones) (31)	63
2.4.2.	Arcillas de descalcificación ("Terra Rossa") (32)	63
2.4.3.	Gravas, cantos, bloques, arenas y arcillas (glacis) (33)	64
2.4.4.	Bloques, cantos, gravas y arcillas (coluviones) (34)	64
2.4.5.	Gravas, cantos, arenas y limos (terrazas) (35)	65

2.4.6. Limos y arcillas grises con cantos (fondos endorréicos) (36)	65
2.4.7. Cantos, gravas, arenas y arcillas (conos de deyección) (37)	65
2.4.8. Cantos, gravas, bloques, arenas y limos (fondos de valle) (38)	65
3. PETROLOGÍA	66
3.1. ROCAS FILONIANAS	66
3.1.1. Rocas básicas (1)	66
3.1.2. Pórfido granítico (2)	67
3.1.3. Cuarzo (3)	68
3.2. METAMORFISMO	68
4. TECTÓNICA	68
4.1. INTRODUCCIÓN	68
4.2. ESTRUCTURA DE LA HOJA	74
4.2.1. Deformaciones Prehercínicas	74
4.2.2. Tectónica Hercínica	75
4.2.2.1. Primera etapa de Deformación Hercínica	76
4.2.2.2. Segunda etapa de Deformación Hercínica	78
4.2.2.3. Tercera fase de Deformación	80
4.2.2.4. Etapas de Fracturación Tardihercínica	80
4.2.2.5. Edad de las etapas de deformación hercínicas	82
4.2.2.6. Deformación Alpina	83
5. GEOMORFOLOGÍA	84
5.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	84
5.2. ANTECEDENTES	85
5.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	85
5.3.1. Estudio morfoestructural	86
5.3.2. Estudio del modelado	87
5.3.2.1. Formas de ladera	87
5.3.2.2. Formas fluviales	87
5.3.2.3. Formas poligénicas	88
5.3.2.4. Formas lacustres	89
5.3.2.5. Formas kársticas	89
5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES	89
5.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA	92
5.6. MORFODINÁMICA ACTUAL Y/O SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	93
6. HISTORIA GEOLÓGICA	93
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	100
7.1. RECURSOS MINERALES	100
7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos	100
7.1.2. Rocas industriales y ornamentales	101
7.2. HIDROGEOLOGÍA	102
8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	109
9. BIBLIOGRAFÍA	111

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

La Hoja de Torre de Juan Abad (nº 839), geográficamente se encuadra en su integridad, en la provincia de Ciudad Real, y por tanto, en la Comunidad Autónoma de Castilla La Mancha.

Las dos grandes unidades geográficas y geomorfológicas diferenciables, coinciden en gran medida con las Unidades Geológicas.

Como unidad meridional y centrooccidental pueden considerarse los relieves de los materiales del ciclo paleozoico, cuyo afloramiento cubre gran parte de estas áreas.

En esta unidad se encuentran los relieves más importantes de la Hoja, entre los que cabe destacar los vértices: San Cristóbal (1.074 m), Calerilla (867 m), Zahora (995 m), La Cruz del Muerto (960 m), La Perrera (915 m), etc.

Esta unidad geográfica y geológica está recorrida por escasas carreteras de índole local con trazado, a veces tortuoso y mal estado del piso. Las carreteras comarcales de Villamanrique a Montizón, y las de Torre de Juan Abad a Torrenueva y Castellar de Santiago, son las vías de comunicación que permiten el acceso a los afloramientos de estos materiales.

En esta área, el paisaje es el de monte bajo con manchas boscosas importantes, en general de encinar autóctono y de repoblación de pinos con escasas parcelas cultivadas, normalmente en formaciones paleozoicas friables y con olivar de secano como monocultivo. En su mayor parte, en estos terrenos se ubican grandes fincas dedicadas a la caza mayor, teniendo la explotación de la madera como actividad subsidiaria.

Esta unidad geográfica y geológica está conformada por los afloramientos más orientales de Sierra Morena, de tal manera que, en el límite occidental, esta Hoja contiene una transversal casi completa de estos materiales paleozoicos. Las características que posteriormente se describirán de las series aflorantes, permitirán encuadrar esta área en la Zona Centro Ibérica (Z.C.I.), JULIVERT, M. *et al.* (1974), y específicamente en la Surcentroibérica de GUTIÉRREZ MARCO, J.C. *et al.* (1984a).

En el contorno estricto del ámbito paleozoico, los núcleos de población son muy escasos y localizados en el borde. De esta forma se ubican las poblaciones de Villamanrique y Puebla del Príncipe, en tanto que Torre de Juan Abad y Cozar se encuentran en la franja donde entronca la Llanura Manchega con los relieves paleozoicos.

Al norte y este del área paleozoica, se extiende la llanura Manchega, en la que pueden definirse dos subáreas directamente relacionadas con su litología. Los materiales blandos de edad triásica y miocena que circundan los relieves paleozoicos, en sentido amplio encuadrados en la denominación de Campos de Montiel y la plataforma estructural de los carbonatos jurásicos descrita como "Ossa de Montiel", con una cota uniforme en torno a los 920 m. Ambas unidades constituyen la Cobertura Tabular de la Meseta, cuyo extremo meridional son los afloramientos del sector nororiental de esta Hoja.

Los cultivos en esta área van desde los viñedos, cereales y olivar en la subárea triásico-miocena, al monte bajo y explotaciones de ganadería extensiva en los carbonatos de Ossa de

Montiel. En este caso la red viaria es mucho más densa y de buena calidad, destacando la comarcal de la Solana a Villamanrique, que atraviesa de norte a sur la Hoja y las comarcales de Torre de Juan Abad a la Almedina y Santa Cruz de los Cáñamos, la de Cózar a Puebla del Príncipe y la de Villanueva de los Infantes a Puebla del Príncipe.

Los núcleos de población más importantes son Torre de Juan Abad, Cózar, Villamanrique, Puebla del Príncipe, La Almedina y Santa Cruz de los Cáñamos.

La divisoria entre las Cuencas del Guadalquivir al sur y el Guadiana, al norte, se establece aproximadamente en una línea que pasaría aproximadamente por Santa Cruz de los Cáñamos y Torre de Juan Abad.

En el ámbito del Paleozoico o sus proximidades, nace el río Dañador y posiblemente, el río Guadalén (vértice Perra), aunque en sentido estricto, sus fuentes se sitúan en las laderas de vértice Castellanos (1.041 m), por lo que posiblemente sea el único cauce fluvial estable cuyo nacimiento se encuentra en la Cobertera Tabular y es afluente del Guadalquivir.

Los Arroyos del Buey, Ontanar, Cózar y Oregón, son afluentes por la margen izquierda del río Jabalón encuadrados ya en la Cuenca Alta del Guadiana.

Como anteriormente se reseñaba, la distribución areal, desde el punto de vista geográfico coincide con las unidades geológicas diferenciables. De forma resumida, las unidades geológicas diferenciables en la Hoja son, de norte a sur:

Cobertera Tabular de la Meseta

Se trata de la orla suroccidental del Mesozoico del Macizo Ibérico, en la que se han diferenciado las facies detríticas rojas de edad Triásica (*red beds*), la plataforma carbonatada de edad Jurásico Inferior-Medio de Ossa de Montiel y las cuencas terciarias de carácter continental de La Mancha.

Esta unidad es discordante (límite de Tipo I) sobre los materiales paleozoicos del Ciclo Hercínico y en general, se encuentra subhorizontal, por lo que informalmente ha sido denominada "Plataforma estable de Albacete".

Paleozoico de la Meseta

En esta área afloran las estribaciones más orientales de Sierra Morena, pertenecientes al Macizo Hercínico y encuadrables en la Zona Centro Ibérica (Z.C.I.). El registro sedimentario ha proporcionado datos cronoestratigráficos precisos que permitan atribuir estas series al Hiperciclo Postcámbrico, SAN JOSÉ *et al.* (1990) y (1992), del cual, en el ámbito de la Hoja, se han determinado los materiales del superciclo inferior que abarca una cronología desde el Ordovícico Inferior al Devónico Superior. En Hojas aledañas se han definido series del Carbonífero Inferior (Facies Culm), y de forma muy reducida, pero con un reseñable interés geológico, materiales del superciclo superior de edad Carbonífero Medio y Superior (Hoja nº 864). Ambos superciclos están separados por una discordancia (Límite de Tipo I).

Los materiales paleozoicos principalmente silicilásticos, están estructurados por la Orogenia Hercínica, con desarrollo generalizado de plegamiento, esquistosidad y metamorfismo. En fases tardihercínicas o coalpinas se desarrollan varias etapas de fracturación frágil. El análisis

estructural ha permitido identificar, en la Hoja, las principales fases o etapas dúctiles de la Orogenia Hercínica establecidas para toda la Zona Centroibérica. Tiene especial relevancia el reconocimiento en la zona de segunda fase hercínica de la Zona Centroibérica, caracterizada por una deformación en bandas de cizalla que se producen en un episodio extensional del Orógeno. Los escasos materiales ígneos son de tipo subvolcánico, y están ligados a etapas tardías hercínicas.

Los escasos estudios regionales tomados como antecedentes del área de trabajo, bien por el año de su realización, KETTEL, D. (1968), TAMAIN, G. (1972), PELÁEZ *et al.* (1986) en el ámbito paleozoico, bien por los criterios metodológicos aplicados en sus trabajos; Código de Nomenclatura Estratigráfica (A.C.S.N., 1961) o de la Guía Estratigráfica Internacional (G.E.I., 1980), caso de FERNÁNDEZ, J. (1977, 1984, 1994) y SERCH, J.L. (1982), para las series triásicas de Campos de Montiel, han utilizado, por lo general, las unidades litológicas informales como base fundamental en la organización y descripción del registro sedimentario aflorante.

El empleo de este tipo de unidades ha conducido a una cierta confusión en la nomenclatura dada la proliferación de denominaciones para unidades similares.

En la elaboración de esta memoria y de acuerdo con lo expresado en los párrafos anteriores, se va a realizar una descripción por unidades litoestratigráficas formales y su consiguiente referencia cartográfica, aunque se aludirá en un intento de integración a las distintas denominaciones atribuidas a cada una de estas unidades en el ámbito cuencal. Por último, se realizará una propuesta de división del registro sedimentario en secuencias deposicionales, dado que, por las observaciones de campo, los límites de las unidades genéticas del Paleozoico y Mesozoico, globalmente se adaptan mejor a dichas unidades.

2. ESTRATIGRAFÍA

En la Hoja de Torre de Juan Abad afloran materiales pertenecientes al Paleozoico, Triásico, Jurásico, Terciario y Cuaternario.

2.1. PALEOZOICO

Los afloramientos de Sierra Morena oriental muestran un registro sedimentario encuadrable en el Hiperciclo Postcámbrico. SAN JOSÉ *et al.* (1990) y (1992) que abarca desde el Ordovícico Inferior al Carbonífero Superior. Aunque regionalmente se ha establecido que en la Z.C.I. el límite entre el Hiperciclo Anteordovícico y el Postcámbrico es una discontinuidad estratigráfica estructurada en una o varias discordancias sucesivas (límite de Tipo I), dentro de esta Hoja, en los sedimentos más antiguos aflorantes, atribuidos al Ordovícico Inferior, no se ha observado su base y, por tanto, no puede establecerse tal relación estratigráfica.

A nivel regional, el Hiperciclo Postcámbrico comienza con los depósitos de la Formación de Base, TAMAIN, G. (1972) y la Cuarcita Armoricana. Ambas formaciones no afloran en esta Hoja, aunque sí lo hacen en las Hojas colindantes (nº 838 y nº 840). En esta área el registro Paleozoico comienza con los materiales atribuidos a las Capas Pochico suprayacentes a la Cuarcita Armoricana.

El resto de las formaciones que conforman el registro estratigráfico de la serie paleozoica, tienen amplia representación en el ámbito meridional de la Hoja, y en su definición se utilizaría

las denominaciones formalmente propuestas por SAN JOSÉ, M.A. (1990) y (1992) y PARDO ALONSO, M.V. *et al.* (1984) y (1995) y que en síntesis podemos resumir como sigue:

ORDOVÍCIO	Inferior	Capas Pochico
	Medio	Pizarras del Río Alternancias "El Caño" Pizarras Guindo Cuarcitas Botella
	Superior	Pizarras Cantera Bancos Mixtos Caliza de Urbana Pizarras Chavera
SILÚRICO		Cuarcita de Criadero Pizarras negras graptolíticas Alternancias Malva
DEVÓNICO	Inferior	Formación Herrera Miembro carbonatado Molino de la Dehesa
	Superior	Areniscas de la Almedina

En el ámbito de la Hoja y su entorno próximo son reseñables una serie de cuestiones, en unos casos de índole estratigráfica y en otros tectonoestratigráfica, que a modo de resumen introductorio pueden sintetizarse en los siguientes puntos:

- a) La presencia de series atribuidas al Devónico Superior en facies litológicamente diferentes (areniscas, cuarcitas y oolítico ferruginosas), al resto de las localidades de la surcentroibérica donde se citan estos sedimentos. Estos materiales se encuentran en paraconcordancia o acordancia con los depósitos datados como Devónico Inferior. En ambos casos la presencia de abundantes restos fósiles permite una cronología cierta.
- b) El afloramiento de dos series atribuidas al Carbonífero con litología muy distinta. En tanto que en el ámbito meridional (Hoja nº 886) se cartografían materiales cuya litología, estructura y organización sedimentaria son propios de las facies Culm y el contenido palinológico indica una edad aproximada de Carbonífero Inferior; al noroeste de la Hoja nº 864, se han localizado unos afloramientos de tamaño reducido, en los que se observa cómo unos materiales, esencialmente detrítico groseros (conglomerados, areniscas y escasas pizarras), están en discordancia con el paleozoico subyacente pero a su vez afectados por estructuras hercínicas tardías. El contenido palinológico ha permitido atribuirles una edad Carbonífero Superior.

2.1.1. Ordovícico

Las series estratigráficas realizadas en la Hoja permiten diferenciar todas las formaciones descritas en la Z.C.I. meridional e incluso, en algún caso, con desarrollo litológico y contenido paleontológico tan importante como para, en su caso, poder proponer alguna de estas

columnas como serie de referencia para el paleozoico oriental de Sierra Morena.

2.1.1.1. Ordovícico Inferior

2.1.1.1.1. Cuarcitas, areniscas cuarcíticas y pizarras (4). Capas pochico (Arenig superior)

En el ámbito regional se encuentra en conformidad y paso gradual con la Cuarcita Armoricana. Esta formación está constituida por una alternancia de cuarcitas, areniscas y lutitas, que han recibido en el ámbito de la Z.C.I. distintas denominaciones: "Capas de Marjaliza", "Capas de Transición" y la más utilizada a nivel bibliográfico, de "Estratos o Capas Pochico" y "Grès Jaumes Pochico". TAMAIN, G. (*op.cit.*) en razón de la tonalidad amarillenta que caracteriza esta formación.

El único afloramiento de esta serie se localiza en el sector nororiental, límite con la Hoja nº 838 (Santa Cruz de Mudela), en las laderas del anticlinal del Cerro del Morón. En este núcleo aflora la Cuarcita Armoricana.

De los itinerarios realizados en este sector, los datos que pueden aportarse indican que esta formación, con un espesor aproximado de 150 m, está constituida por una facies o grano de facies litológica, en la que se diferencian dos subfacies características:

Facies heterolíticas

La subfacies más característica por su abundancia en esta formación, son secuencias grano-decrecientes (F.U.S.) con estructuras internas "hummocky" y "swaley", laminación paralela y de ripples, bioturbación intensa y lutitas con estructuras linsen. En general, son secuencias P.H.X.M. de espesores decimétricos y H.X.M. centimétricos WALKER, R.G. *et al.* (1983).

Las areniscas son subarcosas y sublitarenitas limo-arcillosas con cemento silíceo o mixto silíceo y/o ferruginoso-fosfatado hacia techo de la formación. Hay abundantes melanocratos, en especial circón, turmalina, rutilo, sulfuros, materia orgánica, apatito, etc. La matriz es mixta, caolinítica y sericítica con predominio del caolín, lo que parece indicar una procedencia o aporte volcanoderivado, ya citado por POUPON, G. (1971) en áreas más occidentales de Z.C.I.

La otra subfacies son areniscas cuarcíticas en capas decimétricas amalgamadas, formando cuerpos de espesor métrico a decamétrico. Las superficies de amalgamación están marcadas por láminas de lutitas discontinuas y nódulos con aspecto de cantos blandos con orla ferruginosa. Se trata de secuencias B.P.H. y P.H.X. WALKER *et al.* (*op.cit.*). Son facies del grupo de los hummocky (H.C.S.) de grano medio-grueso.

El registro sedimentario de las "Capas Pochico" se estructura de muro a techo con estas secuencias elementales granodecrecientes (F.U.S.), que a su vez se encuadran en un ciclo de facies grano y estrato creciente, cuyo techo es una barra cuarcítica de espesor métrico y ámbito regional, que sirve como referencia cartográfica para el techo de estos materiales KETTEL, D. (*op.cit.*). Normalmente el techo de esta barra está tapizado con nódulos ferruginosos y fosfatizados junto a escasos restos de bioclastos, en algún caso también fosfatizados. En menor cuantía, este hecho también se ha observado en los techos de la mayoría de las capas o bancos cuarcíticos intercaladas en la formación.

El sistema de depósito configurado por el ciclo de facies descrito, es una plataforma siliciclástica dominada por tormentas, en la que las distintas subfacies se ordenan en función de la profundidad relativa.

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. Aunque en el afloramiento descrito no se ha localizado icnofauna determinativa en sectores próximos de las Hojas nº 838, 840 y 787, se ha identificado la presencia de *Cruziana furcifera* D'ORBIGNY, C. cf. *rugosa* D'ORBIGNY, C. cf. *lefevrei* D'ORBIGNY, *Didymaulichnus lyelli* (ROUAULT), *Monocraterion* isp., *Monomorphichnus* isp., *Bergaueria* isp. e *Isopodichnus* isp. Aunque esta asociación no es determinante 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 GUTIÉRREZ MARCO, J.C. *et al.* (1995). En los horizontes con nódulos fosfatados del techo de la unidad, se suelen encontrar también bivalvos y braquiópodos inarticulados del Arenig.

2.1.1.2. Ordovícico Medio

Al conjunto arenoso del Ordovícico Inferior, se superpone una sucesión con predominio de los siliciclásticos de grano muy fino, limos y lutitas de coloraciones negras y grises, una de cuyas características más reseñable es la riqueza en restos fósiles.

Este registro sedimentario ha sido conocido y descrito desde el siglo pasado como "Capas con Tristani", GUTIÉRREZ MARCO, J.C. *et al.* (1984a). En la Z.C.I. se han determinado más de 250 taxones de trilobites, graptolitos, braquiópodos, moluscos, ostrácodos, equinodermos, biozoos, quitinozoos, acritarcos, icnofósiles, etc.

El conjunto litológico, con denominación informal de "Capas con Tristani", ha sido subdividido en distintas unidades litológicas con carácter local o regional.

SAN JOSÉ, M.A. *et al.* (*op.cit.*) recoge esta denominación en un cuadro de correlación integrando las unidades litológicas con carácter más extensivo en la Z.C.I. y proponiendo formalmente unas formaciones para la Z.C.I. meridional que será la que se utilice en esta Hoja.

En este ámbito paleogeográfico las "Capas con Tristani" pueden subdividirse en cuatro formaciones, dada la presencia constante de dos unidades litológicas con predominio de los siliciclásticos de grano medio (areniscas y cuarcitas) en posición intermedia y de techo dentro del Ordovícico Medio.

De esta forma se definen de muro a techo las siguientes formaciones:

- Pizarras del Río, cuyos sinónimos más conocidos en la Z.C.I. son "Pizarras de las Alisedas" y "Pizarras de Navatrasierra" s.str.
- Alternancias "El Caño", también descritas como "Cuarcitas Inferiores" o "Areniscas de los Rasos".
- Pizarras Guindo, correlacionables con las Pizarras de Valdemorillo y las Pizarras de Navalaceite.
- Cuarcitas Botella, descritas en bibliografía con las denominaciones de Cuarcitas de Canteras, Cuarcitas de La Cierva y Areniscas de Retuerta.

2.1.1.2.1. Pizarras negras (5). Pizarras del Río. Arenigiense Superior-Llandeilo (Dobrotiviense)

Los materiales atribuidos a esta formación tienen una buena representación cartográfica en la superficie de la Hoja. Como sectores más representativos en los que pueden realizarse itinerarios con afloramientos de excelente calidad, pueden citarse: en el sector suroriental, la margen izquierda del río Dañador, y en el sector noroccidental, el itinerario entre los Caseríos de Moreno y Las Terceras.

Sobre el conjunto anterior, esencialmente cuarcítico, se encuentra una sucesión, predominantemente lutítica, cuyos afloramientos son en general de mala calidad al estar en bandas depřimidas sobre la que se acumulan los coluviones, a menudo potentes de las laderas del Morrón.

Esta sucesión pizarrosa ha recibido distintas denominaciones, de índole local o regional, en la Z.C.I. entre las que cabe reseñar las de: Pizarras de Correderas, RITCHER, P. (1967), BUTEWEG, P. (1968), "Pizarras con *Calymene tristani*", REDLIN, K. (1955), "Pizarras con *Neuseretus*", "Pizarras de Navatrasierra", "Pizarras de las Alisedas", etc., GUTIÉRREZ MARCO, J.C. *et al.* (*op.cit.*), RÁBANO, I. (1990), SAN JOSÉ, M.A. *et al.* (*op.cit.*).

Las malas condiciones de afloramiento y la complejidad estructural que, normalmente muestra esta formación, dificulta en gran medida dar una potencia aproximada, así como evaluar sus previsible cambios laterales. En esta área, las estimaciones realizadas proporcionan un espesor promedio de 700 m en los sectores reseñados.

Como ya se ha reseñado, el tránsito con las Capas Pochico es bastante rápido y en muchos casos el cambio litológico es brusco, marcando un contraste morfológico neto entre los bancos cuarcíticos superiores de Pochico y las pizarras negras masivas de Río.

De las observaciones realizadas en los recorridos descritos, puede resumirse que esta potente sucesión está constituida, en su mayor parte, por un acúmulo masivo de lutitas y fangolitas de color negro a gris azulado (pizarras), en las cuales difícilmente se aprecian planos de estratificación. Una observación detallada, permite diferenciar dentro de esta facies paquetes alternantes en los cuales los planos de estratificación vienen definidos por láminas de limolitas y/o areniscas de grano muy fino, de colores gris blanquecino o negro, en las que puede observarse morfología de ripples en trenes continuos "starved ripples" o bien aislados "linsen". En esta subfacies, son frecuentes los microeslumpamientos y la inmersión diagenética de los "linsen" que da origen a seudonódulos aislados en las pelitas, cuyo núcleo, son los "load casted".

Esta subfacies microbandeda tiene una presencia importante en esta formación, tanto a muro como a techo y en ámbitos locales donde está en relación paritaria con las pizarras negras masivas s.str., como es el caso del sector noroccidental.

Otra subfacies característica dentro de la común, podría denominarse como pizarras con nódulos. En este caso son lutitas y fangolitas negras y masivas en las cuales se hallan nódulos centi a decimétricos, bien dispersos, bien en horizontes con extensión lateral decamétrica, bien en niveles de espesor decimétrico con aspecto de "pebbly mudstone".

Estos nódulos tienen litologías variadas desde pelítico-silíceas a siderolíticas. En cualesquiera de ellas el núcleo puede ser o bien un resto fósil (braquiópodo, trilobites, etc.), o bien cristales idiomorfos de sulfuros.

A estos nódulos se les da un origen diagenético temprano y en algún caso, sinsedimentario, BLATT, H. *et al.* (1972), relacionados con la precipitación directa de geles silíceos y, en su caso, carbonatados ferrosos en cuenca profunda. La diagénesis precoz de estos precipitados ocasiona la formación de estos nódulos. Los niveles decimétricos tendrían que explicarse por un fenómeno continuado en el tiempo de precipitación de geles o bien por un lavado y acúmulo posterior por acción de corrientes tractivas.

Finalmente, como minoritarias dentro de esta formación, pueden reseñarse las facies heterolíticas en las que cabe distinguir dos subfacies con características bien definidas.

La más extendida y normalmente asociada a las microbandeadas, se estructura en secuencias elementales de orden centimétrico a decimétrico grano-decrecientes y constituida por areniscas cuarcíticas de grano fino a muy fino, limolitas y lutitas de color que varía del gris oscuro a azulado. La relación arena+limo/lutita es muy inferior a la unidad.

En el término arena se observa laminación paralela o laminación de ripples y su espesor raramente sobrepasa los 5 cm. Su geometría es de base plana y techo ondulante.

Las limolitas aparecen en láminas milimétricas con laminación paralela de "*shear sorting*", alternando entre láminas de fangolita.

El término de las lutitas negras o azuladas tiene un aspecto masivo, conteniendo a veces micronódulos de núcleo arenoso (posibles *linsen*), abundantes cristales idiomorfos de piritita y escasas bioturbaciones.

En esta secuencia elemental de carácter turbidítico, el depósito de arena se realiza por tracción y decantación, generándose laminación paralela de alto régimen de flujo (intervalo T_b) y laminación cruzada de ripples (intervalo T_c). El depósito limos y lutitas se produce según una secuencia similar a la propuesta por STOW *et al.* (1980), que subdivide la parte superior del término T_c y los intervalos T_d y T_e de Bouma en nueve intervalos (de T_0 a T_8). Estos intervalos microsecuenciados son interpretados por dichos autores como el depósito continuo de corrientes de turbidez de baja densidad que transportan materiales de grano fino (arena+limo) y una alta proporción de arcilla en suspensión.

En algún caso, las secuencias arenosas de mayor espesor muestran un término inferior constituido por lumaquelas de fósiles.

Además de las características petrográficas ya descritas, en las muestras estudiadas en esta formación, es llamativa la presencia sistemática de "blastos" con tamaño arena media-fina y composición clorítica. Tanto la abundancia como la coloración de estos "blastos" en la facies lutítico-limolíticas predominante en las "Pizarras del Río", como la presencia de materia orgánica, son posiblemente la causa de su color azulado.

El modelo genético para el conjunto de esta formación, puede establecerse a partir de unos puntos básicos que pueden resumirse como sigue:

- a) Prácticamente las secuencias descritas tienen una ausencia total de ripples de ola.
- b) Predominio de depósitos con estructuración interna en base a secuencias de origen turbidítico.

- c) Capas y tramos con estructuras "hummocky" (H.C.S.), de espesores centimétricos a decimétricos, normalmente desprovistas de sus intervalos basales y de techo (amalgamadas).

Todo ello parece indicar que el sistema deposicional aplicable sería el de una plataforma siliciclástica sometida al efecto de las tormentas, en áreas del offshore. En esta plataforma, la actividad volcánica de carácter básico es importante, al menos en su tramo de techo.

Los paquetes o tramos con predominio de las litarenitas son los depósitos del offshore proximal "offshore transition" tal como parece indicar la ausencia de "ripples de ola" y las H.C.S. con espesores reducidos y desprovistos de intervalos basales o bien con acúmulos de restos fósiles. El material removilizado por la tormenta evoluciona pendiente abajo originando las corrientes de turbidez que depositan el material transportado en el offshore distal. En su conjunto, este registro sedimentario constituirá el S.S.T. "Self-margin system tract" profundo de la Secuencia Depositional (SD), con la que comienzan los depósitos del Ordovícico Medio.

Aunque en el ámbito regional (Z.C.I.), una de las características reseñables de esta formación es la abundancia de restos fósiles en el ámbito de la Hoja, sólo se han encontrado ejemplos dispersos. En el sector noroeste se cita la presencia de *Neseuretus avus Humman* y *Neseuretus tristani Brongniart*. Estos hallazgos, junto a los datos de sectores colindantes, permiten atribuir a esta formación una edad Oretaniense.

2.1.1.2.2. Areniscas cuarcíticas, cuarcitas y pizarras. "Alternancias El Caño" (6). Dobrotiviense Inferior

El registro sedimentario atribuido a esta formación aflora en los mismos sectores anteriormente descritos sobre las Pizarras del Río, si bien los afloramientos del sector suroccidental son de mucha mayor calidad que los del noroccidental. En los Arroyos del Resquicio y del Gavilán puede estimarse una potencia de 280 m.

Como ya recoge la denominación de esta formación, su constitución la caracteriza una monótona alternancia de areniscas y lutitas (pizarras). El color varía de gris verdoso en los siliciclásticos de grano muy fino a crema grisáceo en las areniscas. En esta alternancia se intercalan cuerpos de espesor métrico a decamétrico y extensión lateral kilométrica, constituidos por areniscas cuarcíticas de grano medio-fino.

Las facies mayoritarias son, por tanto las heterolíticas, en las cuales pueden distinguirse las subfacies siguientes:

- I.- La facies litológica más llamativa de esta formación la conforman bancos y cuerpos de espesor métrico constituidos por areniscas cuarcíticas de grano medio a fino y color gris amarillento en secuenciales con estructuras "hummocky" (H.C.S.) de orden métrico separadas por láminas o capas milimétricas de siliciclásticos de grano muy fino o amalgamadas. Las secuencias H.C.S. son normalmente de tipo BPHM y BPH, con un contacto muy neto entre las areniscas y las lutitas del término M. La longitud de onda de los hummocks medida en algunas secuencias en el Arroyo del Gavilán y del Resquicio, oscila entre 40 a 95 cm.

En los itinerarios realizados es frecuente la presencia, en la base de estas secuencias, de marcas de corriente esencialmente "prod" y "bounce" y menos frecuentes "flute cast".

II.- La facies litológica más común en esta formación son secuencias H.C.S. de orden decimétrico (30 a 50 cm) y de tipo PHXM y PHM. En las secuencias con término M, el tránsito es menos neto que en el grupo de facies anterior mostrando estratificación lino-flaser. La longitud de onda de los "hummocks" varía entre 80 y 125 cm. En general, la relación arena/lutita está próxima a la unidad.

Facies PHXM, con techos espectaculares de ripples, pueden ser observadas en el camino rural que va de Puebla del Príncipe al Cortijo de la Borracha, próximo a este último.

En la estructuración general de esta formación, hacia los tramos de techo, las facies anteriormente descritas pierden el término inferior B y reducen el espesor del P, a la vez que desaparecen los superiores X y M, produciéndose una amalgamación de capas decimétricas a métricas, con morfología ondulada y cuya estructura más visible es la "hummocky". Estas barras de areniscas cuarcíticas de espesores métricos a decamétricos pueden alcanzar extensiones kilométricas.

III.- Las constituidas por secuencias elementales de espesor centimétrico a decimétrico, con estructuración interna asimilable a las facies turbidíticas (C_2 y D_1) en el sentido de MUTTI, E. (1979) y (1992). La relación arena/lutita ≈ 1 .

IV.- Las constituidas por secuencias elementales de orden centimétrico a milimétrico con términos en arena muy fina, limos y fangos, en las que difícilmente puede observarse el término gradado T_a sobre el que se depositan los términos diluidos T_b . Serían asimilables a las facies D_2 (F_3) y D_3 , MUTTI, E. (*op.cit.*). Estas secuencias, de color blanco amarillento, alternan o intercalan otras con espesores inferiores a 2-3 cm constituidas por siliciclástico de grano muy fino (arena+limo) y fangos gris oscuro a negro. La relación arena+limo/lutita es muy inferior a la unidad. Los siliciclásticos de grano fino muestran geometrías plano paralelas en su base y ondulantes a flaser a techo. Ejemplos de estas facies pueden observarse a lo largo del Arroyo de la Higuera al este del Cortijo de la Borracha.

Normalmente este último grupo de facies se observa en campo como un bandeo rítmico de orden centimétrico en colores blanco amarillentos y gris oscuro a negros.

La bioturbación y las estructuras hidroplásticas afectan a estos materiales, a veces de forma tan intensa que, en pasos laterales, puede observarse como un tramo en el que las superficies de estratificación delimitan perfectamente las secuencias elementales, pasa a convertirse en una amalgama total de sedimentos.

El conjunto de facies heterolíticas descrito con secuencias elementales granodecrecientes (F.U.S.), constituyen la totalidad del registro sedimentario de esta formación. Se estructuran en un ciclo de facies de tipo grano y estrato creciente (C.U.S.), complejo en el que podría establecerse, en alguna transversal e itinerario, la agradación de, al menos, dos megasecuencias, cada una de ellas con la misma estructuración (C.U.S.). Bien sea un solo ciclo de facies, ya sea un ciclo complejo, la norma general es que su tránsito con la formación infrayacente de las Pizarras de Río es bastante gradual y constituido esencialmente por las facies descritas como IV y III, de afinidad turbidítica, en paso igualmente gradual al tramo más potente de la formación en facies descritas como II, y finalmente, la/s barra/s, en facies I del grupo de las H.C.S.

La petrografía de las muestras recogidas en las areniscas de las distintas facies descritas es muy uniforme. En general, son cuarzoarenitas de grano medio a fino con matriz escasa de tipo sericitico-caolinitico y cemento silíceo. Como accesorios suelen tener abundantes minerales pesados como circón, turmalina, apatito, micas, sulfuros, etc. En los tramos inferiores de la formación aún persisten, aunque en proporción mucho menor, los “blastos” de clorita en la fracción fina. Una característica composicional destacable en estas alternancias, es la ausencia prácticamente generalizada de feldepatos y de fragmentos líticos (metamórficas, volcánicas, etc.). Los porcentajes de estos componentes suelen ser testimoniales. Este hecho en algunos casos ha servido para poder diferenciar esta formación de otras con características sedimentológicas extraordinariamente parecidas, como son las Capas Pochico y Bancos Mixtos infra y suprayacentes respectivamente y en cuya composición litológica la presencia de feldepatos es más significativa.

Como ya se ha reseñado y dada la estructuración descrita en el ciclo de facies de esta formación, normalmente el techo suelo ser un conjunto de bancos cuarcíticos con láminas de lutitas en las intercapas o amalgamados (facies II y I) que marcan el contacto litológico brusco con la Formación Pizarras Guindo suprayacente.

Este ciclo de facies grano y estratocreciente, por tanto en “situación regresiva” en el sentido de BRECHLEY, P.J. *et al.* (1982), se hace corresponder con la formación de lóbulos arenosos en el *offshore* proximal en una plataforma siliciclástica con dominio de tormentas y por tanto, sería asimilable a los depósitos de nivel de mar más alto dentro del *shelf-margin systems tract* (SST).

Los amplios afloramientos de esta formación han proporcionado abundantes restos fósiles, especialmente en una estación realizada en la carretera de Villamanrique a Montizón en el límite con la Hoja nº 864. Se determinan: *Crozonaspis cf. incerta* (Deslongchamps), *Morgatia primitiva?* Hammann, *Neseuretus henkei* Hammann (areniscas), *Ectillaenus sp.*, *Heterorthis morgatensis* Mélou, *Eorhipidomella musculosa* (Mélou), *Cadomia britannica* (Babin), *Hemiprionodonta lusitanica* (Sharpe), *Cardiolaria beirensis* (Sharpe), *Praenucula sharpei* Babin y Gutiérrez-Marco, *Praenucula costae* (Sharpe), *Quadrjugator marcoi* Vannier, *Reuentalina cf. ribeiriana* (Jones) y *Medianella? sp.* Hammann (1983, punto “Alba IV”) añade también *Eohomalonotus szuzui* Hammann y Henry. Esta asociación de trilobites, braquiópodos, bivalvos y ostrácodos indica una edad Dobrotiviense inferior (\approx “Llandeilo inferior”), correspondiente a la parte inferior y media de la Biozona de *Placoparia tournemini*.

2.1.1.2.3. Pizarras verde azulado, limolitas gris oscuro a verdoso y areniscas cuarcíticas (7). Pizarras Guindo. Llandeiloense (Dobrotiviense Inferior terminal. Dobrotiviense Superior)

Las “Pizarras Guindo” es la unidad litológica ordovícica más rica en fósiles de la Z.C.I. y por tanto, posiblemente la más conocida y con mayor número de referencias bibliográficas.

En esta área se han realizado columnas detalladas e itinerarios que incluyen total o parcialmente esta formación. Como series de referencias pueden citarse las del Arroyo del Resquicio y Arroyo de las Marañas, en el sector suroccidental, y los alrededores de Cózar a lo largo del Arroyo Montañar.

El espesor aproximado medido en el sector suroccidental es variable entre 180 a 20 m. Aunque a nivel regional esta formación muestra unas variaciones notables de espesor, desde el punto de vista litológico la uniformidad podría considerarse como un hecho destacable a nivel regional, si bien pueden reseñarse múltiples diferencias de un punto a otro, sobre todo a nivel de

un análisis de facies detallado. De esta forma es de reseñar que el espesor de esta formación guarda una relación directa con la mayor o menor proporción de facies arenosa o heterolíticas de grano medio fino que incorpora y que, si bien el contacto litológico y por ende cartográfico inferior es bastante neto, hacia techo, pueden desarrollarse tramos bastante potentes en alternancia pizarra-cuarcita, cuya inclusión cartográfica en esta formación o en la superior podría ser motivo de discusión. Como norma, se ha establecido el contacto cartográfico cuando las cuarcitas superiores son masivas y originan un resalte morfológico claro, pero en cualquier caso, el tránsito a las Cuarcitas Botella es sumamente gradual.

Las facies litológicas más representativas definidas en las series reseñadas pueden resumirse como sigue:

A.- Facies lutítica (pizarras)

Es la facies con mayor representación en esta unidad litológica. Se trata de una alternancia de pizarras gris azuladas y/o negras con capas o láminas de limolitas. En general, muestran un aspecto de tableado centi a decimétrico a tramos masivos con estructuras pilow. Los tramos tableados tienen una finísima laminación limolítica con laminación paralela de alto flujo (*shear sorting*).

Es frecuente en esta facies la presencia de nódulos negros de dimensiones centimétricas, aislados o en capas, generalmente rellenos, bien de sulfuros o de restos fósiles y, en algún caso, de ambas cosas.

La macrofauna se presenta normalmente como acúmulos lumaquéllicos de espesores centi a decimétricos, generalmente con matriz pizarrosa, si bien no es infrecuente la presencia de lumaquelas decimétricas cuyo cemento es de tipo carbonatado y ferroso que, por meteorización, se muestra como una pátina pulverulenta de color ocre amarillento. Lateralmente, en alguna de estas capas (Arroyo del Resquicio) se ha observado la presencia de material volcánico (volcanoclastos) de composición básica, asociado a estos niveles lumaquéllicos.

B.- Una facies, con representación minoritaria comparativamente con la bien anteriormente descrita, pero cuya presencia es sistemática en todas las series realizadas, son la heterolíticas de grano fino a muy fino en las cuales bien pueden diferenciarse dos subfacies que normalmente se encuentran asociadas.

B.1.- Se trata de secuencias elementales de orden centi a decimétrico constituidas por alternancia de cuarzoarenitas y/o subarcosas de grano muy fino, y color gris oscuro, con fangolita y lutitas (pizarras) de color negro.

Las secuencias más comunes son de tipo H.C.S., incompletas faltando los términos B y P. Los hummocky son de longitud de orden centimétrica, y en el término M, normalmente bien desarrollada (relación arena/pelita ≤ 1), es frecuente encontrar bioturbación y macrofauna dispersa. En ningún caso se ha observado en esta secuencia ripples de ola.

B.2.- Asociadas o en alternancia con esta secuencia se encuentran otras de espesores y relación arena/pelita menor que la anterior y cuya única diferencia visual estriba en la ausencia, de estructura hummocky en el término arenoso. Por lo

general, en campo, sólo se observa laminación paralela y esporádicamente, laminación cruzada de ripples. En sólo una localidad se han visto capas con microeslumpamientos y laminación convoluta. Cuando el afloramiento es de buena calidad (Barranco Hondo) pueden observarse capas finamente gradadas y estructuras linsen con lenticulas de color blanco en el término de fangos negros. En general se trata de secuencias generadas por corrientes de turbidez y asimilables a las facies D₃ ó F₉ de MUTTI, E. (*op.cit.*). En este caso la macrofauna es muy escasa y la bioturbación intensa en los términos pelíticos.

En las series realizadas, el tránsito de esta formación a las Cuarcitas Botella superiores puede significar un tramo de espesor considerable en relación al total de esta unidad. En los afloramientos suroriental representan la cuarta parte del total medido.

Este tramo es una alternancia de areniscas cuarcíticas y pizarras en la que puede identificarse una secuencia elemental que con pequeñas variaciones de espesor y tamaño de grano, es la que lo constituye con su acúmulo repetitivo.

La secuencia de espesor decimétrico es del grupo de las H.C.S. de grano medio-fino, del tipo PHM y PHFM, WALKER, R.G. *et al.* (*op.cit.*), con estructuras "hummocks" con longitud de onda de 50 a 80 cm.

En todos los casos, el término M está bien desarrollado, con bioturbación abundante y fauna dispersa. En general, dentro de este tramo las secuencias descritas tienen una relación arena/pelita que varía desde índices próximos a la unidad a 8/1 hacia techo.

Las muestras estudiadas determinan que se trata de cuarzoarenitas a sublitarenitas de grano medio-fino, con matriz predominante sericítica y cemento silíceo. La mica blanca es un componente con porcentajes superiores al 5% como norma común, los feldespatos están ausentes o como presencia testimonial. Como accesorios se tiene circón, turmalina, apatito y sulfuros. Los granos están subredondeados a redondeados.

En general, puede determinarse una evolución en la composición litológica de las muestras estudiadas en el conjunto de esta formación, que variará de muro a techo desde sublitarenitas, con porcentajes del 10-15% de fragmentos líticos y mica y un 5-10% de matriz sericítica a cuarzoarenitas con fragmentos líticos y micas en porcentajes < 5% y matriz sericita+caolinítica en parámetros similares.

Las facies descritas, normalmente granodecrecientes, se ordenan en un ciclo de facies complejo, pero cuyas características fundamentales se mantienen en el ámbito de la Hoja, independientemente de las variaciones de espesor ya reseñadas para esta formación.

De esta forma pueden identificarse hasta cuatro tramos litológicos:

- El tramo inferior, constituido por facies de tipo A y por tanto, con predominio casi absoluto de las lutitas y fangolitas (pizarras) muy ricas en fósiles. Es común que en sus metros basales se intercalan varias secuencias B en su subfacies de tempestitas de afinidad turbidítica (B₂). La presencia de nódulos dispersos o en capas es, junto a la riqueza faunística, carácter común a todo el tramo.

- El segundo tramo se observa en campo como un leve resalte morfológico y está constituido por facies de tipo B con secuencias de afinidad turbidítica (B₂) seguida de las que tiene "hummocks" (B₁).
- El tercer tramo es normalmente el de menor espesor relativo. En su constitución sólo se encuentran facies de tipo A, si bien con unas características muy concretas. En general, se trata de alternancias de pizarras negras o azuladas y capas lumaquéllicas con bioclastos y cemento ferroso y fosfatado como componentes esenciales. Algún clasto nodulizado y cantos blandos de tamaño grava acompañan a los bioclastos en las lumaquelas.

En Barranco Hondo se han medido secuencias de este tipo con espesores de 30 a 40 cm.

- El cuarto tramo está constituido por las secuencias descritas como B₁, aunque normalmente el paso entre el tercer y cuarto tramo es muy gradual incluyendo algunas capas gradadas de afinidad turbidítica (B₂).

En resumen, la Formación Pizarras Guindo, de muro a techo, se estructura en dos megasecuencias grano y estrato creciente cuyos términos lutítico-fangolíticos (pizarras) son muy ricos en fauna, nódulos ferroso-fosfatados y parches de carbonatos bioclásticos gradados.

Los términos heterolíticos son facies tempestíticas, desde las de afinidad turbidítica a las tempestitas con H.C.S. y longitud de onda métrica, hacia techo de la formación. El conjunto de ambas megasecuencias configuran un ciclo de facies complejo grano y estrato creciente (C.U.S.), que por las características descritas podría constituir los depósitos de nivel de mar bajo del *Shelf margin system tract* (S.S.T.) de una nueva secuencia deposicional. Las capas lumaquéllicas con cemento ferruginoso-fosfatado del tercer tramo tienen características de depósitos de cortejo transgresivo y por tanto, encuadrables en un posible *Transgressive System Tract* (T.S.T.).

Como ya se ha indicado reiteradamente, las Pizarras Guindo son la unidad ordovícica más rica en fósiles en toda la surcentroibérica.

En las estaciones realizadas en el ámbito de la Hoja, se ha determinado en la parte baja de la Formación (tramo 1) la presencia de: *Placoparia* (*Coplacoparia*) *tourmemini* (Rouault), *Neseuretus tristani* (Brongniart), *Colpocoryphe rouaulti* Henry, *Phacopidina* cf. *miceli* (Tromelin), *Ectillaenus* sp., *Heterorthina morgatensis* Mélou, *Eorhipidomella musculosa* (Mélou), *Howellites hammanni* Villas, *Aegiromena mariana* Drot, *Redonia deshayesi* Rouault, *Praenucula costae* (Sharpe), *Myoplusia bilunata perdentata* (Barrande), *Hemiprionodonta lusitanica* (Sharpe), *Tropidodiscus pusillus* (Barrande in Perner) y *Tomaculum problematicum* Groom. *Morgatia hupei* (Nion y Henry), *Coxixonchia britannica* (Rouault), *Cardiolaria blirensis* (Sharpe), etc.

La asociación señala puntualmente una edad Dobrotiviense inferior terminal (Biozona *P. Tournemini*, Sub-biozona de *Morgatia hupei*).

El resto de la unidad corresponde al Dobrotiviense superior (Biozona de *Placoparia bomi*), y en numerosos puntos se identifican: *Placoparia* (*Coplacoparia*) *bomi* Hammann, *Neseuretus tristani* (Brongniart), *Colpocoryphe rouaulti* Henry, *Plaesiacomia oehlerti* (Kerforne), *Phacopidina miceli* (Tromelin), *Crozonaspis* cf. *struvei* Henry, *Eodalmanitina* sp.,

Nobiliasaphus hammani Rábano, *Nobiliasaphus* cf. *nobilis* (Barrande), *Ectillaenus giganteus* (Burmeister), *Heterorthina kerfomei* Mélou, *Howellites hammani* Villas, *Eorhipidomella musculosa* (Mélou), *Myoplusia bilunata perdentata* (Barrande), *Hemiprionodonta lusitanica* (Sharpe), *Redonia deshayesi* Rouault, *Cardiolaria beirensis* (Sharpe), *Praenucula costae* (Sharpe), *Ribeiria pholadiformis* Sharpe, *Quadrijugator marcoi* Vannier, *Conchoprimitia?* sp., *Medianella* sp. y *equinodermos* (*Diploporita* indet. y placas columnares de crinoideos).

2.1.1.3. Ordovícico Superior

Las unidades litológicas atribuidas al Ordovícico Superior tienen una buena representación litológica y cartográfica en la meridional de esta Hoja.

Se muestra como una banda de anchura kilométrica que corre de oeste a este girando a direcciones próximas a N70°E hacia el límite oriental con la nº 840 (Bienservida). Estas series constituyen en gran medida el límite septentrional del Paleozoico de Sierra Morena en esta área.

Aunque en las descripciones que se harán a continuación de las distintas unidades diferenciadas, se precisará con detalle sus características estratigráficas, como hechos identificativos más comunes para todo el Ordovícico Superior, puede reseñarse los siguientes:

- En comparación con el Ordovícico Inferior, las formaciones del Superior tienen igualmente una constitución heterolítica pero con un predominio más acusado de los siliciclásticos de grano medio y grueso (arena).
- En tanto que en el Ordovícico Inferior la uniformidad litológica de las formaciones sería el rasgo más destacado, en el Superior, además de una mayor diversidad litológica, las formaciones que lo integran muestran cambios laterales de facies y variaciones de espesor, a veces espectaculares, e indicativos de los fenómenos tectosedimentarios que afectaron profundamente a la cuenca de sedimentación durante el depósito de este registro sedimentario.

2.1.1.3.1. Cuarcitas grises de grano medio y areniscas cuarcíticas de grano medio grueso ferruginosas (8). Cuarcitas botella. Llandeiloense Superior-Caradoc Inferior

En paso gradual con las Pizarras Guindo infrayacentes, se tiene una formación de constitución casi exclusivamente arenosa, que ha recibido distintas denominaciones en la Z.C.I.: "Cuarcita Botella", TAMAIN, G. (1972), "Cuarcitas Guindo", HENCKE, W. (1929), "Alternancias y Cuarcitas de Canteras", ALMELA, A. et al. (1962), "Areniscas de Retuerta", GUTIÉRREZ MARCO, J.C. et al. (1984b), etc.

En esta área, las series realizadas determinan una potencia variable entre 40 a 45 m como promedio con un máximo de 70 m en la serie del río Guadalén, aguas abajo del Castillo Montizón (sector centro-sur). De todas formas, dado que el contacto cartográfico inferior se establece cuando las secuencias que constituyen el tramo superior de la Formación Pizarras Guindo, pierden el término M (lutitas), originando un cuerpo arenoso que da el resalte morfológico de esta formación, es evidente que en una serie tempestítica este hecho no tiene porqué ser un fenómeno sincrónico, antes al contrario normalmente es una cuestión de índole local en este tipo de plataformas, lo que explicaría las bruscas variaciones de espesor, tanto en esta unidad litológica, como en la infrayacente.

En las facies arenosas, que la constituyen, pueden distinguirse claramente dos subfacies:

- Secuencias decimétricas a métricas del grupo de facies de los hummocky de grano medio a fino, en las que se definen secuencias PH, PHX y HX amalgamadas. Es frecuente que se ordenen en el sentido descrito, de tal forma que constituyen un conjunto estrato creciente con bancos (1 a 1,5 m), en los que los "hummocks" tienen longitud de onda superior a los 1,5 m.

Las secuencias con término X, conservado, son más frecuentes según se sube en la serie, mostrando ejemplos espectaculares de techos de ripples en algunas localidades: río Guadalén, Km 6,8 de la carretera Villamanrique-Montizón, etc. El color de esta facies es gris blanquecino a amarillento.

- La segunda subfacies arenosa la constituyen areniscas cuarcíticas y cuarzoarenitas de grano medio, en capas decimétricas a bancos, con numerosas cicatrices de amalgamación, estratificación cruzada plana de ángulo variable y litosomas con morfología de megaripples. El color de estos sedimentos es gris a rojizo. En las cicatrices de amalgamación se encuentran nódulos centimétricos con orla ferrosa y núcleo fosfático y bioclastos fosfatizados y nodulizados.

Cuando se contempla la morfología de esta unidad litológica es evidente la existencia de dos tramos. El inferior con una estratificación bien marcada y de colores claros, y el superior, con estratificación de difusa a masiva y colores gris oscuros a rojizos.

El tramo inferior está constituido por las facies del grupo de las hummockys ordenadas en detalle, tal como se ha descrito, y en el tramo superior son las facies cuarzoareníticas gris rojizas con estratificación cruzada y megaripples las que fundamentalmente lo constituyen.

Las muestras estudiadas determinan que se trata de cuarzoarenitas y subarcosas con porcentajes de feldespatos, variando entre el 3 al 10%. La matriz es de composición mixta caolinitico-sericitica y el cemento es silíceo en el tramo inferior y silíceo-ferruginoso en el superior. El tamaño de grano va de medio-fino en las areniscas inferiores a medio-grueso en las superiores. Los granos están subredondeados a redondeados, y en las cuarzoarenitas rojas hay granos con una o varias envueltas ferruginosas (oolitos). Los minerales accesorios son mica blanca, circón, turmalina, epidota, apatito, sulfuros, biotita, etc., en porcentajes entre el 1 al 5%.

La presencia de feldespatos en porcentajes significativos, mayoritariamente potásicos, junto al predominio de la matriz caolinitica, son dos datos relevantes dentro de la petrografía de las formaciones ordovícicas, ya que el resto de los litosomas arenosos del Ordovícico inferior aflorante no contienen feldespatos en porcentajes significativos. La presencia de caolín como componente principal de la matriz, es indicativo de una actividad volcánica intracuenca o en su proximidad. El conjunto de ambos datos que definen una inmadurez de estas facies arenosas, respecto a las de unidades anteriores, confirma la posibilidad de que al menos el miembro superior de la Cuarcita Botella constituya el sets de secuencias progradacionales del "*Highstand Systems Tract* (H.S.T.)" de la secuencia deposicional que comenzó con las Pizarras Guindo.

La facies descritas se estructuran en una megasecuencia grano y estrato creciente compleja "*coarsening and thickening-upward sequence*", en la que se pasa de depósitos de offshore proximal en su base a facies de shoreface y foreshore en las cuarcitas ferruginosas de techo.

La formación ha brindado diversos yacimientos paleontológicos en sectores próximos a esta Hoja, de los cuales pueden citarse los de la Hoja nº 840 KETTEL, D. (*op.cit.*); PÉRAN, M. (1971), conteniendo el trilobites *Crozonaspis cf. incerta* (Deslongchamps), entre otros bivalvos y braquiópodos del Dobrotiviense. La Formación se asigna regionalmente a la parte alta del Dobrotiviense superior, que puede incluir el límite Llanvirn/Caradoc en términos cronoestratigráficos de la escala regional británica redefinida.

2.1.1.3.2. Pizarras y limolitas gris verdoso a amarillento (9). "Pizarras Cantera". Caradoc Inferior y Medio

Esta unidad litológica muestra una gran variabilidad, tanto en su potencia como en su constitución. De hecho, hay sectores en los que no se ha cartografiado, bien porque su espesor litológico no es representable, bien porque la unidad litológica aflorante sobre las Cuarcitas Botella no se adecua a los criterios que presumiblemente caracterizan a las "Pizarras Cantera". Como la paleontología no es actualmente tan precisa como para poder determinar qué caso es una consecuencia de sedimentación o condensación litológica o bien, cambio lateral de facies, desde el punto de vista cartográfico se ha optado, en los sectores con ausencia de esta formación por mantener un contacto conforme (concordante) entre las Cuarcitas Botella y los Bancos Mixtos.

Las observaciones de campo, en base a la variabilidad litológica y de espesores, parecen evidenciar que en gran medida es mucho más factible que sean los cambios laterales de facies los que condicionen la presencia o no de las facies esencialmente pizarrosas, que caracterizan esta formación y por tanto, su representación cartográfica.

En esta área, su espesor es del orden de 50 m en el río Guadalén, aguas abajo del Castillo Montizón, y los 10 m en la carretera de Villamanrique a Venta de los Santos.

En general, el contacto entre las Cuarcitas Botella y las Pizarras Cantera es muy neto. En campo, los bancos masivos rojizos de las Cuarcitas Botella dan un escarpe a veces infranqueable, salvo por la red fluvial, en su contacto con estas pizarras.

El registro sedimentario de esta formación está constituido por una alternancia de lutitas y/o fangolitas gris-verdosas (pizarras), con limolitas micáceas amarillentas que hacia techo intercalan de forma progresiva láminas y capas de areniscas de grano muy fino micáceas y de color verdoso a marrón claro.

El aspecto general es el de una ritmita microlaminada en sus tramos basales, en los que frecuentemente intercalan nódulos de tamaño centimétrico aislados o en capas de extensión lateral decamétrica que resaltan dentro del microlaminado. Estos nódulos son de constitución siderolítica y en su núcleo contienen restos de fauna o sulfuros polimetálicos.

En su estructuración y composición litológica pueden diferenciarse dos facies, ambas de carácter heterolítico.

La facies predominante es la constituida por lutitas y fangolitas algo micáceas, de masivas a estratificación difusa, ricas en sulfuros y materia orgánica y cuya alteración da la patina blanco-amarillenta de estos depósitos.

Como subfacies de la descrita, pueden considerarse las intercalaciones milimétricas, progresivamente más abundantes, que ocasionan el aspecto microlaminado, característico de estos tramos basales.

Son secuencias elementales de 0,5 a 2 cm constituidas por limolitas o areniscas de grano muy fino en las que se aprecia laminación paralela de *shear sorting* y estructuras linsen, y en algún caso puede apreciarse bioturbaciones.

Se trata de secuencias turbidíticas del tipo T_d^e , por tanto serían facies D_3 ó F_9 , MUTTI, E. (*op.cit.*).

En el tramo de techo se intercalan secuencias centimétricas (3 a 5 cm) con relación arena/pelita ≤ 1 en la que se aprecia gradación/laminación paralela y de ripples y bioturbación en el término pelítico. Son secuencias de afinidad turbidítica de tipo T_c^e y por tanto, asimilables a facies D_2 ó F_8 de MUTTI, E. (*op.cit.*).

Estas facies granodecrecientes (F.U.S.) se estructuran en una megasecuencia grano y estrato-creciente que pasa, de forma absolutamente gradual, a la formación superior (Bancos Mixtos). El límite entre ambas formaciones se establece cuando las capas de areniscas son de orden decimétrico y muestran estructuras "hummocky", es por tanto un límite que evidentemente tiene un contenido sedimentológico y puntual que en el ámbito cartográfico se le da carácter regional, tal como se intentaba explicar al inicio de la descripción de esta unidad.

Las facies y asociaciones de facies descritas, son depósitos que se producen a partir de corrientes de turbidez que transportan siliciclásticos de grano muy fino. La progresiva dilución y desaceleración de la corriente ocasiona una decantación masiva del material en suspensión.

Las facies con "starved ripples" y linsen, junto a las facies de areniscas y/o limos arenosos gradados (D_3 y D_2), son los depósitos más proximales de estas corrientes de turbidez.

La megasecuencia descrita, configura un modelo sedimentario con depósitos turbidíticos siempre por debajo del nivel de ola, propios o bien offshore distal de una plataforma siliciclástica con dominio de tormenta o bien de zona de lóbulo externo de un abanico turbidítico.

Las Pizarras de Cantera han proporcionado muy escasos fósiles en los afloramientos del área del Proyecto.

En esta Hoja se han recogido restos de briozoarios (*Chasmatoporella sp.*) en el cauce del río Guadalén, al sur de Castillo Montizón.

En la Hoja nº 840 (Bienservida), colindante con ésta, en las series del río Turruchel, se ha localizado un horizonte de condensación de fauna con restos de equinodermos (restos desarticulados de cistoideos, hemicosmitidos y diploporitos) y abundantes briozoos (*Trepotomata* indeterminada de ramas gruesas).

Aunque la fauna descrita no es totalmente determinativa, a partir de los hallazgos efectuados en zonas próximas, Hojas nº 837 (Viso del Marqués) y 862 (Santa Elena), GUTIÉRREZ MARCOS, J.C. *et al.* (*op.cit.*), su edad se hace corresponder con el Caradoc inferior y medio.

2.1.1.3.3. Areniscas cuarcíticas, limolitas y pizarras de color verde amarillento (10). Bancos mixtos. Caradoc Terminal-Ashgill Inferior

Como describe su propio nombre, esta formación está constituida por una monótona y potente alternancia de areniscas y lutitas en la que la aparente uniformidad en el espesor de las litologías básicas le confiere un aspecto característico de ritmita. El color es gris verdoso en las pizarras y gris amarillento a crema en las areniscas y limolitas.

Otros datos destacables en estos sedimentos son, de una parte, la presencia continuada de mica blanca en porcentajes llamativos y de otra, la intensa bioturbación en los sedimentos de grano fino y muy fino. En las series e itinerarios realizados son múltiples los ejemplos encontrados, tanto de techos de capa con ripples de ola sobre láminas de mica blanca, que le confieren un espectacular brillo de espejo, o bien planos de amplitud métrica totalmente cubiertos de icnofauna.

Los primeros fósiles encontrados en esta unidad fueron briozoos y braquiópodos, citados por FERNÁNDEZ, M. y VALDÉS, A. (1933); HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1942), aunque su determinación no fue correcta y les atribuyeron al Silúrico y Devónico.

KETTEL, D. (1968); PERÁN, M. (1971); POUPON, G. (1971) y TAMAIN, G. (1972), describen hallazgos posteriores que ya atribuyen al Ordovícico Superior. TAMAIN, G. (*op.cit.*) describe el tramo de techo de esta formación como las "Lumaquelas terminales" que constituyen un excelente nivel guía, bien como litosoma, ya como horizonte cronológico. El conjunto de las "Pizarras Cantera" y "Bancos Mixtos" fue descrito como "Esquistos con *Orthis*" (*Orthis Schichten*) por los autores alemanes HENKE, W. (1926); RICHTER, R. (1967); BUTENWEG, P. (1968), etc. Estos autores diferencian dos tramos, el basal pizarroso "*Orthis Schiefer*", que sería equivalente a las Pizarras Cantera, TAMAIN, G. (*op.cit.*) y los "*Orthis Wechsellagerung*", equivalente a los Bancos Mixtos, TAMAIN, G. (*op.cit.*). Finalmente, GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (*op.cit.*) y VILLAS, E. (1995) han definido las distintas biozonas de esta formación.

En esta área, los Bancos Mixtos tienen una gran variabilidad en su espesor. Se ha medido una potencia de 180 m en el Arroyo del Porroso, límite de esta Hoja y la nº 864 (Venta de los Santos), y en el entorno de los 170 m en los sectores centrales y meridionales de la Hoja nº 864 (Venta de los Santos), donde el itinerario de referencia lo da la carretera del embalse del Guadalmena, a ambos lados de la presa.

De las observaciones realizadas, puede establecerse con carácter general para esta área que el registro sedimentario de esta unidad, muestra dos barras arenosas, en posición estratigráfica intermedia y la ya reseñada de techo que subdividen la formación en dos grandes tramos o megasecuencias, cuyo espesor, constitución y estructuración secuencial son equiparables.

La barra cuarcítica intermedia fue denominada "Cuarcita de Arcas", KETTEL, D. (*op.cit.*) y la superior es la ya descrita como "Lumaquelas terminales". Como norma, ambas barras suelen tener espesores decamétricos.

En estos sedimentos heterolíticos hay dos facies características que conforman la práctica totalidad de los depósitos (aunque en algunas series se tienen facies minoritarias de carácter local):

- La facies más representativa de esta formación es la constituida por una secuencia elemental de espesor decimétrico (30 a 50 cm) con una relación arena/lutita ≈ 1 .

Se trata de secuencias granodecrecientes (F.U.S.) con estructuras internas "hummocks" y "swales", laminación paralela y de ripples de ola, estructuras linsen y bioturbación intensa en las fangolitas y lutitas.

Son secuencias PHXM y en mucha menor proporción, HXM. Son por tanto, facies del grupo de los "hummocky" de grano medio, WALKER, R.G. *et al.* (*op.cit.*).

- La facies que constituye las 2 grandes barras puede considerarse una subfacies de la anterior.

Se trata de secuencias decimétricas a métricas en areniscas de grano medio amalgamadas por pérdida del término M, y en numerosas ocasiones el X, por lo que el resultado final observable en estas barras son capas acrecionadas con estructuras "hummocky" de longitudes de onda de orden métrico, lo que ocasiona una geometría ondulada. Este aspecto es mucho más destacable en la "Cuarcita intermedia o de Arcas", y está presente en menor medida en las "Lumaquelas terminales".

Este término expresa claramente la estructuración general de esta barra superior, en la que además de la pérdida del término M y la amalgamación de secuencias PHX y PH, WALKER, R.G. *et al.* (*op.cit.*), en numerosas capas de este tipo aparece un término inferior asimilable al B de estas secuencias tempestíticas y cuya constitución no es de siliciclásticos de grano grueso, sino acúmulos de fauna limonitizada junto a nódulos ferruginosos con núcleo arenoso, nódulos fosfatados, "*mud chips*", etc. En estos casos la base de las secuencias es algo erosiva.

En algún punto (Km 5,5 de la comarcal de Villamanrique a Venta de los Santos) hacia techo de esta barra superior, pueden observarse capas métricas lumaquéllicas constituidas por estos términos P con grosera granoclasificación y abundantes clastos ferrificados y/o fosfatados.

Este tipo de secuencias tempestíticas con término B en bioclastos, no se han encontrado en la "Cuarcita intermedia o de Arcas", si bien KETTEL, D. (*op.cit.*), cita localidades con fauna, actualmente bajo las aguas del pantano del Guadalmena.

En esta barra sí es frecuente observar, sobre todo hacia su techo, bancos de hasta 2 m en cuarcitas de grano medio-fino con aspecto masivo y con retoques de ola o swales a techo. Las superficies de amalgamación de estos bancos están normalmente marcadas por cantos blandos y clastos ferrificados de tamaño grava.

En las series del río Guadalén y Arroyo de la Parrosa, el tramo inmediatamente suprayacente a la "Cuarcita de Arcas", está constituido por un acúmulo de secuencias centimétricas a decimétricas en las que se alternan con carácter rítmico capas de areniscas de grano muy fino, limolitas arenoso-micáceas de color ocre amarillento y lutitas gris oscuras. La relación arena/pelita próxima a la unidad o algo inferior.

En esta secuencia elemental se observa laminación ondulada, lenticular y flaser. En los trenes de ripples de corriente son frecuentes las capas microeslumpadas separadas por láminas de lutita negra interestratificadas. La bioturbación es tan intensa que puntualmente borra las superficies de estratificación y cualesquiera de las estructuras descritas, convirtiendo el sedi-

mento en una amalgama pelítico-arenosa de color grisáceo.

Este tramo, tanto por su litología como por sus estructuras sedimentarias, podrían ser depósitos de la parte externa del offshore.

Desde el punto de vista petrográfico, las areniscas son arcosas y subarcosas con porcentajes de hasta el 15% de feldespatos en las capas tempestíticas, bajando a porcentajes entre el 5 y el 8% en las areniscas de la "Cuarcita intermedia o de Arcas" y "Lumaquelas terminales". El porcentaje de mica es superior al 5%, moscovita predominante y la matriz de composición caolínica y sericítica está en porcentajes del 8 al 10%. El cemento es silíceo pero en las "Lumaquelas terminales" hay muestras con cemento mixto silíceo-carbonatado. El grado de alteración de los feldespatos es muy dispar, ya que, en muestras de los tramos inferiores, incluida la "Cuarcita de Arcas", se encuentran bien conservados, y en las "Lumaquelas terminales", se encuentran prácticamente saurizados en su mayor parte.

Las muestras de siliciclásticos de grano fino a muy fino (limolitas arenosas), tienen una composición similar bajando la proporción de feldespatos y subiendo las micas y por supuesto, los porcentajes de matriz, son más elevados.

Se clasifican como subarcosas y sublitarenitas muy ricas en mica (moscovita).

En ambos casos los accesorios son comunes, encontrándose turmalina, circón, apatito y sulfuros como más abundantes.

En los términos pelíticos, especialmente en los del tramo de techo, se han observado tanto en muestra de mano como en lámina, la presencia de clastos milimétricos con morfología ovoidal, a veces muy aplastado en el sentido de la superficie de estratificación y coloración de marrón grisácea a amarillento rojiza, lo que le confiere a estas pizarras verdosas un aspecto moteado muy llamativo. La petrografía muestra que su composición difiere muy poco de la matriz generalizada de estos sedimentos. Son clastos de textura vítrea y prácticamente transformados en caolín y opacos. Su forma y composición junto a los datos de índole regional, permiten suponerles su origen en el volcanismo submarino sinsedimentario con estos materiales. Serían, por tanto, fragmentos líticos de tipo epiclástico.

Todo el conjunto de facies descritas en el contexto general de los Bancos Mixtos, constituidas por secuencias granodecrecientes, se estructuran en dos megasecuencias grano y estrato creciente (C.U.S.) (*coarsening and thickening-upward sequence*), que a su vez constituirán un ciclo de facies grano y estrato creciente y, por tanto, en "posición regresiva", BRECHLEY, P.J. *et al.* (1982), GABALDÓN, V. *et al.* (1985), correspondiente a la formación de lóbulos arenosos en el offshore proximal de una plataforma siliciclástica con dominio de tormenta.

Como ya se ha descrito, los Bancos Mixtos, es una de las unidades más fosilíferas del Ordovícico Centroibérico, especialmente los niveles de "Lumaquelas terminales" en su tercio superior.

La macrofauna recogida ha proporcionado una asociación de braquiópodos, briozoos y equinodermos de la Biozona de *Svobodaina havliceki*, representativa del intervalo Caradoc terminal-Ashgill inferior, en la que se identificaron: *Svobodaina havliceki* Villas, S. aff. *Feisti Havlicek*, *Portranella exomata* (Sharpe), *Aegiromena cf. descendens* (Havlicek), *Tafilaltia brevimusculosa* Villas, *Leptaena sp.* y *Chasmatoporella sp.*, *Rafinesquina lignoni*, Villas, entre otros.

2.1.1.3.4. Calizas bioclásticas y dolomías grises a ocre y epiclastitas de grano medio a grueso verdosas (11). Caliza de Urbana. Ashgill (Prehirsantiense)

La “Caliza de Urbana” es una de las formaciones más conocidas del ciclo postcámbrico, ya que, en una serie siliciclástica monótona y uniforme, que plantea graves dificultades para la identificación de las formaciones en el trabajo cartográfico, encontrar un litosoma carbonatado con cierta continuidad lateral, constituye, de forma directa, un horizonte guía cuyas relaciones espaciales y estratigráficas pueden resolver la sucesión cronoestratigráfica, y por tanto, la estructura.

Tanto en el ámbito regional como en esta Hoja, la “Caliza de Urbana” es una unidad litológica discontinua con variaciones espectaculares de espesor y de composición litológica junto a la ausencia de afloramientos en bastantes sectores. En la banda meridional de esta Hoja, los sectores suroccidentales y surorientales son los representativos de series del Ordovícico Superior sin Caliza de Urbana, en tanto que en el sector centro meridional, esta formación aflora con continuidad cartográfica.

Cuando ocurre esta disposición estratigráfica en la que sobre las alternancias de los Bancos Mixtos se apoyan directamente las Pizarras de Chavera, el contacto entre ambas formaciones es aparentemente concordante (paraconformidad) a escala cartográfica y está marcado por un nivel de espesor decimétrico a métrico, constituido por un aglomerado de fragmentos líticos, heterométricos y angulosos en los que se mezclan clastos de areniscas, carbonatos, rocas volcánicas básicas y fragmentos de cuarzo. En otros casos, este nivel, va acompañado de un dique de cuarzo subparalelo.

Cuando la serie está completa, el contacto de la Caliza de Urbana a muro es concordante y a techo muestra siempre señales erosivas que van desde microcicatrices erosivas tapizadas de depósitos ferrosos o lateríticos a superficie erosivas con relleno de sedimentos de tipo debris o “mixtitas” en el sentido de SHERMERHORN, L.J.G. (1971). En áreas próximas situadas al suroeste de esta Hoja, se cita la presencia de un paleokarst con rellenos ferruginosos.

Este conjunto de datos se explica por el descenso eustático, causado por la glaciación finior-dovíca, que provocó la exposición subaérea de parte de la plataforma carbonatada.

Este hecho está reconocido en el ámbito cuencal, tal como se recoge en los trabajos de diversos autores, sobre calizas de la misma edad en el Macizo Hespérico. SARMIENTO, G.N. (1993) en la “Caliza de Urbana”, PARÍS, F. *et al.* (1981), en la “Caliza de la Formación Rosán” en Finisterre y la “Caliza de cistoideos de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica” CARLS, P. (1975), la “Caliza de Guadarrama”, “Caliza de La Aquiana”, “Caliza de Portilla de Luna”, en la Zona Centroibérica (Z.C.), la “Caliza de Ayguafreda en Cataluña”, GUTIÉRREZ MARCO, J.C. *et al.* (1984b), y las “Calizas de Pelmatozoos”, ROBARDET, M. (1976), HAFENRICHTER, M. (1979) y (1980), GUTIÉRREZ MARCOS, J.C. *et al.* (1984) y GARCÍA RAMOS, J.C. *et al.* (1992), en la Zona de Ossa Morena (Z.O.M.).

En esta área a la “Caliza de Urbana” sensu lato, se le han medido potencias de 10 m al sur del Castillo Montizón, de 1 a 2 m en el Km 5,5 de la comarcal de Villamanrique a Venta de los Santos, y 8 m en el camino rural de Villamanrique al Cortijo de la Borracha.

En cualesquiera de los afloramientos observados, esta unidad litológica tiene dos miembros perfectamente diferenciables:

- El inferior, de constitución litológica sumamente compleja y con fuerte variación de espesor.
- El superior, cuya constitución litológica (calizas bioclásticas, crema y dolomías grises) y espesor, son bastante más homogéneos a escala regional (1 a 2 m), salvo la localidad del río Guadalén reseñada.

Ambos miembros constituyen la unidad litológica cartografiada como “Caliza de Urbana”, aunque sólo su miembro superior responde a esta litología en sentido estricto.

En el miembro inferior (río Guadalén, Cortijo de la Borracha, etc.), pueden diferenciarse 2 facies:

- A.- La más común está constituida por un sedimento heterolítico y heterométrico en el que se mezclan (mixtitas), fragmentos de cuarcita, desde subángulos a esféricos, fragmentos de roca volcánica con textura vacuolar y de composición intermedia a básica muy alterados, bioclastos, fragmentos de pizarras y, en escasa proporción, de rocas carbonatadas progresivamente más abundantes hacia techo del miembro.

Normalmente son capas decimétricas a bancos con gradación positiva y con cemento carbonatado creciente. El techo de estas capas está ondulado (swales) o bien la secuencia finaliza con un término decimétrico con hummocky, de longitud de onda de 0,5 a 1 m, en estas litologías pero con tamaño de grano arena gruesa-media. En estos casos se trataría de tempestita de grano grueso y de tipo BPH o BH, en las que el término B es el aglomerado heterolítico gradado.

- B.- Intercalada y en paso lateral con la facies anterior en alguna serie realizada (río Guadalén, al sur del Castillo Montizón), se tienen una alternancia milimétrica a centimétrica de tipo rítmico.

En estas facies se alternan láminas de siliciclásticos de grano fino con granos de cuarzo, fragmentos de arenisca, de cuarcitas, de roca volcánica de composición básica alterada a clorita y carbonatos en matriz caolinitica-clorítica con láminas de fangos carbonatados de composición clorítico-caolinitica con carbonato férrico como precipitado químico. En estas láminas, de color gris o verdoso, puede observarse un moteado, a veces muy tupido, debido a la presencia de clastos con tamaño arena gruesa media y de composición similar a los clastos volcánicos de las láminas siliciclásticas.

En estas microsecuencias se ha observado laminación paralela y gradación. En lámina delgada se tienen ejemplos de microfracturación y es slumpamiento insedimentario.

Las características litológicas y su estructuración secuencial parecen evidenciar que se trataría de sedimentos del offshore distal o talud, que tienen su origen en corrientes de turbidez. El aporte sistemático de clastos (epiclastos) de origen volcánico, es indicativo de una activa volcánica en áreas próximas de la plataforma.

Las muestras recogidas han proporcionado conodontos, entre los que se citan: *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl, *Sagittodontina robusta* Knüpfer, *Scabbardella altipes* (Henningsmoen), *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl), *Protopanderodus?* sp., *“Eocarniodus” gracilis* (Rhodes), *Icriodella* sp. y *“Nordiodus”* sp., entre otros: HAFENRICHTER,

M. (1979), perfil XII; SARMIENTO, G.M. *et al.* (2000), pertenecientes a una asociación característica (Biozona de *Amorphognathus ordovicicus*) muy difundida en el Ashgill pre-Hirnantense de toda Sierra Morena SARMIENTO, G.N. (1993); SARMIENTO, G.N. *et al.*, (2000). Las margas con briozoos que se intercalan en la mitad inferior de la unidad contienen abundantes colonias ramificadas y masivas de briozoos (*Chasmatopora sp. Homotrypa sp.*), restos indeterminables de ceramoporoides, criptostomados y trepostomados, así como raros braquiópodos (*Nicolella? sp.*).

2.1.1.3.5. Pizarras negras y fangolitas gris oscuras (12). Pizarras Chavera. Ashgill Terminal. Hirnantense

Sobre la sucesión ordovícica descrita, se sitúa la importante discontinuidad estratigráfica, (límite de tipo 1) que numerosos autores atribuyen a la confluencia de los procesos erosivos de origen glacioeustático, junto a la actividad tectónica ocurridos en el entorno del límite Ordovícico-Silúrico.

Tal como se ha descrito anteriormente, esta discontinuidad, importante en el orden cuencal, es apenas perceptible en aquellas localidades en las que se mantiene un registro sedimentario continuo, en las cuales sólo viene marcada por la presencia, a techo de la “Caliza de Urbana” de niveles ferruginosos y ocasionalmente niveles de fauna removilizada de niveles inferiores, GUTIÉRREZ MARCO, J.C. *et al.* (1987).

El conjunto sedimentario que aflora o sobre la “Caliza de Urbana” o bien sobre otras formaciones del Ordovícico Superior (Bancos Mixtos, etc.), está constituido esencialmente por lutitas y fangolitas (pizarras) que en ciertas regiones de la Z.C.I. (Villuercas, Herrera del Duque, etc.) es una unidad cuarcítica de hasta 40 m de espesor.

La serie pizarrosa ha recibido distintos nombres: Formación Gualija, Pizarras de Castellar, Pizarras del Muro y Pizarras Chavera, en tanto que las cuarcitas reseñadas se conocen como “Cuarcita de las Majuelas”, que, en alguna publicación, ha sido atribuida impropriamente a la cuarcita de base del Silúrico. Hacia el N y NE de la Z.C.I. la serie pizarrosa contiene cantos heterométricos de areniscas, cuarcitas y litologías exóticas de formaciones más antiguas, lo que ha ocasionado que se cite ampliamente en bibliografía con la denominación informal de “Pelitas con fragmentos”.

Como se describía con anterioridad, en concordancia sobre la “Caliza de Urbana” o sobre los “Bancos Mixtos” en posición conforme, se tiene una potente sucesión pizarrosa de características litológicas muy uniformes en todo el ámbito de la Hoja.

Son lutitas y fangolitas gris oscuras a negro azulado, algo micáceas, de aspecto masivo con rotura en lápices o concoidea y suaves al tacto.

En campo su aspecto es inconfundible. Dan una morfología de pináculos sobre planos alomados y la vegetación sobre ellas es extremadamente pobre, dado que sobre esta formación no se desarrollan prácticamente suelos. El valle ubicado entre los kilómetros 4 al 5 de la comarcal de Villamanrique a Venta de los Santos, es un buen ejemplo de esta formación.

En esta área, su espesor está entre 250 a 270 m.

En las series realizadas pueden distinguirse dos tramos o miembros. El inferior, cuyo espesor

y litología constituye prácticamente la totalidad de la formación, está constituido por la facies ubícu de pelitas negras masivas. Su petrografía da una constitución caolinitico-sericítica, con predominio muy fuerte de la caolinita, abundante materia orgánica y sulfuros, a veces muy abundantes, dispersos. La textura es blastopélica.

Hacia techo de la unidad y de forma progresiva, se intercalan láminas y capas centimétricas de cuarcitas de grano muy fino y color gris oscuro a negro.

Estas intercalaciones cuarcíticas, con base plana y techo ondulado, en algún caso muestran marcas de corriente de pequeño tamaño (flutes). En los límites de esta formación con las cuarcitas superiores (Criadero), las intercalaciones se convierten en ritmitas con un porcentaje arena/pelita ≤ 1 y con secuencias tempestíticas de tipo HM y PHM, WALKER, R.G. (1983), (1984).

La petrografía de estas capas da una constitución de cuarzoarenitas y sublitarenitas de grano fino y cemento silíceo o mixto con abundante apatito-colofana en su composición.

Los accesorios son de tipo mica blanca, sulfuros, circón y turmalina.

Las características composicionales y sedimentológicas de todo el registro sedimentario, encuadrable bajo las denominaciones "Pelitas y Areniscas con fragmentos", "Pizarras Chavera", etc., son correlacionables con facies similares y sincrónicas que, de forma extensiva, aparecen desde Centro Europa hasta Argelia, ROBARDET, M. (1981); ROBARDET, M. *et al.* (1988).

Esta facies, han sido interpretadas por diversos autores como sedimentos glaciomarinos (*ice-drop paratillites*), relacionados con la glaciación continental (*inlandsis*) de edad Ordovícico Superior, ocurrida en África, que ha sido documentada con numerosas pruebas y con depósitos periglaciares (continentales y marinos) en la periferia de los casquetes de hielo, BEUF, S. *et al.* (1971).

ARBET, F. y TAMAIN. G. (1971) describen en Sierra Morena (El Centenillo, prov. Jaén) una superficie de "ravinement" de edad infra-Llandovery que ha sido interpretada como modelado típicamente glaciar.

Otros autores piensan que estos sedimentos de tipo "mixtitas" SCHERMERHORN, L.J.G., (1975), tienen un origen de tipo "mud-flow" gravitacional causados por inestabilidades tectónicas de índole local o regional del fondo marino, alternando con períodos más estables en los que se depositan facies del cinturón costero.

Ambas explicaciones no son tan aparentemente contradictorias. La existencia de un período glaciar en el Noreste de África y Sur de España parece incuestionable, así como los hallazgos de bloques exóticos en las "Pelitas con fragmentos", FORTUIN, A.R., (1984), IGME (1986), lo que parece abogar por un origen glaciomarino relacionado con los episodios glacioeustáticos sincrónicos y posteriores a la glaciación gondwánica finiordovícica ROBARDET, M. y DORE, F. (1988), pero, de igual forma, este evento global produce modificaciones paleogeográficas, resultantes de las variaciones en el nivel del mar y posibles movimientos epirogénicos, que se traducirían en una morfología diferencial de la plataforma con el desarrollo de corrientes densas y la redistribución de siliciclásticos en medios someros en los momentos de mar alta.

Los cortos e intensivos episodios glaciares finiordovícicos, ocurridos en el Hirnantense (Ashgill terminal), provocaron una de las extinciones masivas más importantes de la historia de la vida BRENCHLEY, P.J., *et al.* (1991).

La datación de estas unidades se basa en su correlación directa con su-cisiones comparables de “pelitas con cantos dispersos”, conocidas en idéntica posición estratigráfica en un área perigondwánica muy amplia (Península Ibérica, Centroeuropa, N de Africa, Golfo de Guinea, Península Arábiga, Sudáfrica, NO argentino, etc.; ROBARDET, M. y DORE, F. (op.cit.), BRENCHLEY, P.J. *et al.* (op.cit.). La asociación de quitinozoos presente en muchas de estas regiones (Biozona de *Tanuchitina elongata* según PARÍS, F. (1990), y su relación con la “fauna de *Hirnantia*” permite considerar al conjunto de estas unidades como Hirnantense, y depositadas como mucho en un intervalo de dos millones de años PARÍS, F. *et al.* (1995).

Las muestras recogidas en la Hoja no han proporcionado microfauna datable, al encontrarse la materia orgánica completamente opaca, debido al alto grado de maduración con paleotemperaturas estimadas superiores a los 200°C.

Los escasos fragmentos de quitinozoos y acritarcos observables no han podido ser identificados.

HAFENRINCHTER, M. (op.cit.) cita la presencia de acritarcos en las pizarras negras de los tramos inferiores de la formación.

Son formas de amplio rango temporal e inconclusivas para la determinación del límite Ordovícico-Silúrico.

Así pues, tanto, las “Pelitas con fragmentos” como las “Pizarras Chavera” se interpretan actualmente como contemporáneas del episodio glacial finiordovícico, atribuyéndoseles una edad Hirnantense (Ashgill terminal), GARCÍA PALACIOS *et al.* (1996).

2.1.2. Silúrico

No ha podido establecerse con exactitud el límite Ordovícico-Silúrico en la Zona Surcentroibérica. En tanto que en los sectores septentrionales de esta zona, los primeros sedimentos situados por encima de las facies glaciomarinas (Fm. Gualija), consisten en una delgada cuarcita a la que se superponen pizarras negras con graptolitos y conodontos de edad Telychiense basal (Llandovery Superior), SARMIENTO G.M. *et al.* (1991), en los sectores meridionales de la Zona Surcentroibérica en los que se encuadra la Hoja, las unidades cuarcíticas consideradas como Silúrico basal (Cuarcita de Criadero, Cuarcita de Castellar, etc.), pueden contener en su seno la discontinuidad inicial del Ciclo Silúrico.

En este sentido, GUTIÉRREZ MARCO, J.C. *et al.* (op.cit.) citan graptolitos del Aeroniense inferior (Silúrico basal) en el tramo de cuarcitas negras del techo de la Cuarcita de Castellar. Igualmente, el miembro superior de cuarcitas negras de la Cuarcita de Criadero en Almadén, es incuestionablemente silúrico por su contemporaneidad con el vulcanismo y mineralizaciones datados como pre-Telychiense.

Por tanto, la llamada “transgresión silúrica” en la Zona Surcentroibérica es marcadamente diacrónica, entre el Aeroniense (Llandovery inferior) y el Sheinwoodiense (Wenlock inferior), tal como indican las faunas encontradas en la base de las distintas sucesiones.

2.1.2.1. *Cuarcitas de grano medio a fino y areniscas cuarcíticas blancas a grisáceas (13).
"Cuarcita de Criadero". Llandovery*

Como unidad litológica es una de las más conocidas, constituyendo un nivel guía cartográfico en el ámbito de la Surcentroibérica.

Anteriormente se citaba que, estas cuarcitas han recibido distintas denominaciones: "Cuarcita de Criadero", "Cuarcita de Castilla", "Cuarcitas superiores", etc.

Su contacto con las "Pizarras de Chavera" es concordante y, dependiendo del espesor del tramo superior de alternancias de las pizarras, más o menos neto o brusco. En cualquier caso, la diferencia de competencia entre ambos paquetes ocasiona que, este contacto, esté normalmente algo mecanizado.

En el ámbito regional, a esta unidad se la subdivide en tres tramos o miembros, TAMAIN, G. (*op.cit.*), cuya constitución de detalle y espesores relativos varían según las localidades.

En esta área, se encuentran posiblemente, los mejores afloramientos de esta formación en Sierra Morena oriental. La cuarcita silúrica con su resalte morfológico bordea el contacto paleozoico-mesozoico desde Puebla del Príncipe al este, hasta el Cortijo de la Higuera, al oeste.

De las series realizadas en el ámbito de la Hoja y de las características observadas en los itinerarios por este sector meridional, la potencia de esta formación puede estimarse entre 70 m en los afloramientos orientales, a 90 m en el Castillo de Montizón (río Guadalén).

Las series reseñadas, dada la calidad de sus afloramientos, permiten una correlación con el entorno regional dado que su tectonización es muy escasa.

De esta forma puede establecerse que la "Cuarcita de Criadero" se observa como una doble barra cuarcítica con un tramo o miembro intermedio más friable.

- En el miembro o barra cuarcítica inferior se diferencian dos tramos constituidos por el acúmulo de dos facies predominantes. El tramo basal con secuencia elemental de espesor decimétrico (20 a 35 cm) en areniscas cuarcíticas de grano medio-fino con estructuras "hummocky" de tipo PHL, WALKER, R.G. (*op.cit.*) y con superficies de estratificación bien definidas y planoparalelas. Estas secuencias aumentan de espesor en tanto que pierden los términos P y L, amalgamándose en cuerpos con la geometría ondulada de los "swales", BRENCHLEY, P.J. *et al.* (1986) y (1991).

El tramo de techo de este miembro es el que adquiere mayor potencia y representabilidad, comparativamente con las litologías anteriores.

Se trata de una serie constituida por capas de 50 a 70 cm a bancos, en cuarzoarenitas de grano medio de color gris con tonos rojizos. La estratificación es de masiva a difusa con superficies onduladas y, cuando las condiciones de afloramiento lo permitan, se observan cantos blandos de tamaño grava con orla ferruginosa, en las superficies de amalgamación de los bancos y, esporádicamente, techos de ripples de ola con múltiples perforaciones ferrificadas.

En la serie de Castillo de Montizón, los bancos de techo de este miembro tienen estratificación cruzada plana de bajo ángulo.

El porcentaje de minerales pesados en estas cuarcitas es muy elevado, observándose láminas y niveles milimétricos de color negro dentro de las cuarcitas grises masivas.

En su conjunto, este miembro inferior, se estructura como una megasecuencia grano y estrato creciente de espesor decamétrico.

- El miembro intermedio siempre presente, aunque de espesor muy variable, desde métrico a decamétrico, está constituido por facies heterolíticas, en las que se tiene una alternancia de cuarcitas gris oscuras a negras, limolitas micáceas y lutitas gris a negras. Las secuencias elementales predominantes son de tipo PHM, HXM y HX, WALKER, R.G. (op.cit.), con pérdida hacia techo del término M reducido a láminas discontinuas con aspecto de estratificación flaser. La bioturbación en los siliciclásticos de grano muy fino es intensa (términos X y M).
- El miembro superior tiene unas características similares al inferior en cuanto a composición de facies, pero la estructuración de dichas facies es inversa. En este miembro el tramo basal son cuarzoarenitas y ortocuarцитas de grano medio en bancos con techo ondulado o de ripples de ola, y el tramo superior está constituido por tempestitas de decimétricas a centimétricas del tipo PHX y HX amalgamadas, evolucionando a secuencias HL y HLM con lutitas negras lustrosas como término pelítico en las capas de techo de la Formación.

Las muestras estudiadas dan una composición petrográfica de cuarzoarenitas y ortocuarцитas de grano medio, cemento silíceo y porcentajes inferiores al 1% de feldespatos y fragmentos líticos, en los tramos de bancos y capas decimétricas amalgamadas, en tanto que las areniscas de las secuencias de afinidad tempestítica tienen porcentajes similares pero la fracción matriz está entorno al 8-10% y es de tipo sericítico. En todos los casos son abundantes los minerales pesados, entre los que son frecuentes circón, turmalina, epidota, apatito, mica blanca y sulfuros.

De lo anteriormente expuesto, la “Cuarcita de Criadero” muestra un ciclo de facies complejo en el que, partiendo de las facies tempestíticas de afinidad turbidítica en una plataforma siliciclástica con dominio de tormentas, que se describían en el techo de las “Pizarras Chavera”, se pasa por depósitos de offshore proximal y nearshore, llegando en algún caso a depósitos del fore shore (Castillo de Montizón) en el miembro inferior. Con los depósitos del miembro intermedio se vuelve a medios de offshore proximal evolucionando rápidamente en el tramo basal del miembro superior a depósitos del shoreface, que hacia techo de la formación muestran de nuevo facies del tránsito shoreface-offshore proximal.

La evolución vertical en el ciclo de facies de esta formación, con un dispositivo granocreciente C.U.S. en posición “regresiva”, BRENCHELY, P.J. *et al.* (op.cit.), configura el “Highstand System Tract” (H.S.T.) de la secuencia deposicional que se inició con las “Pizarras Chavera”.

La cronología de esta formación se da por acotación entre las dataciones atribuidas a las “Pizarras Chavera” inferiores y las determinadas en las Pizarras de graptolitos suprayacentes. En esta área, el yacimiento de Castillo Montizón, confirma una edad de techo Llandoveryense Superior (Telychiense), por lo que a la “Cuarcita de Criadero” se le atribuye una edad Llandoveryense inferior (Rhuddaniense)-Llandoveryense Superior (pre Telychiense).

2.1.2.2. *Sapropelitas y pizarras negras ampelíticas (14). Llandovery superior-Wenlock inferior*

El contacto de las “Cuarcitas de Criadero” y las ampelitas silúricas es un hecho extraordinariamente difícil de observar en los afloramientos naturales. Normalmente la diferencia de competencia y resistencia a la erosión entre las barras cuarcíticas y las ampelitas, ocasiona una erosión diferencial de tal magnitud que es precisamente en este entorno donde, dentro del área del Proyecto, se encuentran las zonas apicales de los abanicos aluviales cuaternarios (glacis, conos, etc.). La consecuencia, extensiva a todos los sectores descritos en el apartado anterior, es que no ha sido posible observar el contacto estratigráfico entre las últimas cuarcitas de tipo tempestítico descritas en el techo de las “Cuarcitas de Criadero” y las ampelitas silúricas.

En la más favorable de las situaciones de afloramiento, Castillo Montizón, siempre existe un tramo recubierto de espesor variable (métrico a decamétrico).

En el valle del río Guadalén, bajo el Castillo de Montizón, las facies aflorantes más bajas de esta formación son pizarras negras ampelíticas (sapropelitas) con aspecto de masivo a laminado y espesores entre 5 a 15 m, a las que se superponen un tramo con espesor visible del orden de 60 a 70 m, constituido por unas facies microlaminadas en las que se alternan láminas de limos blanquecinos con lutitas o fangolitas negras en proporción similar, que, en la evolución vertical, pasan a facies con laminación milimétrica alternante de limos arenosomíceos grises y lutitas negras. En esta facies, las láminas de siliciclásticos de grano fino a muy fino muestran gradación positiva, laminación paralela y cruzada de ripples, así como estructuras linsen en limo blanco amarillento dentro de las láminas de pelitas negras.

En este tramo, especialmente en sus paquetes basales, son muy abundantes los nódulos de tamaño centimétrico dispersos o en capas con aspecto de “pebbly mudstone”. Estos nódulos tienen una corteza en la que se alternan láminas de colores gris oscuro y marrones y composición lutítico, silíceo y ferruginoso. El núcleo, en muchos casos, son sulfuros polimetálicos y en otros restos fósiles.

En lámina delgada, las facies microlaminadas muestran una alternancia de lutitas de composición sericítico caolinítica muy ricas en materia orgánica y en cristales idiomorfos de pirita con láminas de limos de composición litarenítica, en la que los litoclastos son predominantemente fragmentos de rocas metamórficas (micaesquistos, micacitas, etc.), junto a limo de cuarzo minoritario. La matriz es de composición similar a las láminas de sapropelitas. Se han observado microeslumpamientos y fracturación sinsedimentaria.

Las características de las facies expuestas y su organización, asimilables a facies D₃ ó F₉ de MUTTI, E. (*op.cit.*), podrían estar relacionadas con depósitos distales de turbiditas, originadas por tormentas, en plataformas siliciclásticas. El conjunto son depósitos por debajo del nivel de ola y posiblemente en áreas de plataforma externa-talud.

La unidad de pizarras negras graptolíticas en los afloramientos descritos del río Guadalén, ha proporcionado fósiles de distintos horizontales del Llandovery superior (Telychiense) y Wenlock basal. La asociación más antigua corresponde probablemente a la Biozona de *Rastrites linnaei*, con *Spirograptus cf. guerichi*, LOYDELL, STORCH y MELCHIN. Le siguen niveles con *Torquigraptus arcuatus* (BOUCEK), *Metaclimacograptus sp.*, *Retiolites sp.* y *Parapetalotithus sp.*, de las biozonas de *M. crispus*-*M. griestoniensis*; horizontes de pizarras con nódulos, que además de *Monograptus priodon* (BRONN) y *Stimulograptus splendens*

STORCH (biozonas *T. Tullbergi* u *O. Spiralis*) brindaron restos de grandes euryptéridos, filocáridos y nautiloideos ortoconos; y, finalmente, niveles fosilíferos del Wenlock basal con *Cyrtograptus cf. insectus* BOUCEK, *Pristiograptus cf. largus* (PERNER) y *Monograptus priodon* (BRONN).

Por tanto, la edad de esta unidad litológica dentro de la Hoja, sería Llandovery superior (Telychiense), Wenlock inferior (Sheinwoodiense superior).

2.1.2.3. Areniscas cuarcíticas, limolitas y pizarras grises (15). Silúrico superior (Wenlock superior). Devónico Inferior

En contacto concordante y paso litológico gradual con la unidad anterior, se tiene una potente y monótona sucesión constituida por alternancias milimétricas a centimétricas de areniscas, areniscas cuarcíticas, lutitas y fangolitas micáceas negras a grises.

Esta unidad ha podido separarse cartográficamente en muy pocos de los afloramientos de las series atribuidas al Silúrico, dada su litología, en paso gradual con las pizarras negras ampe-líticas y la mala calidad de los afloramientos. De esta forma, sólo es definible cartográficamente en los alrededores de Villamanrique.

Esta serie, cuya presencia es bastante constante en la Zona Surcentroibérica, ha recibido distintas denominaciones, desde las de ámbito local "Formación Guadarranque", RODRÍGUEZ NÚÑEZ, V. *et al.* (1989), hasta las distintas denominaciones "Grupo Cerro Escudero" o "Alternancias Malva", de PARDO ALONSO, V.M. (1995) y (1996).

El espesor estimado en este afloramiento es del orden de 150 m.

Esta facies heterolíticas muestran una evolución desde cuarzoarenitas y ortocuarcitas, de grano muy fino y color gris a negro, sin estructuras visibles o laminación paralela en las secuencias elementales centimétricas, en paso a secuencias de 6 a 10 cm con gradación visible, de Tipo T_d^e y T_c^e ; facies D_3 y D_2 de MUTTI, E. (*op.cit.*). En el sector de Villamanrique, los tramos superiores aflorantes están constituidos por una alternancia de las secuencias anteriores, en las que se intercalan, de forma progresivamente más abundante, capas decimétricas con estructuras "hummocky" y una intensa bioturbación en los términos pelíticos.

Son secuencias PHM y HM, en areniscas de grano medio-fino, de tipo sublitarenítico con escasos feldespatos, en las que la mica blanca es muy abundante y los fragmentos de roca más frecuentes son los granos de chert y los fragmentos de rocas volcánicas. La matriz es muy abundante, sericítica y el cemento es silíceo. Como accesorios, los sulfuros en cristales idiomorfos de tamaño milimétrico y turmalina, circón y apatito en menor proporción.

En el sector de Villamanrique, la serie aflorante muestra las facies descritas antes de ser recubierta por los terrenos mesozoicos, por lo que dentro de esta Hoja no puede observarse en serie continua el paso de esta formación a los depósitos devónicos suprayacentes.

Esta formación no ha proporcionado restos fósiles que precisen su edad, por lo que su cronología (Wenlock Superior-Devónico Inferior), se determina sus correlaciones a escala regional y acotaciones de los sedimentos datados a muro a techo.

2.1.3. Devónico

Los materiales a los que se les atribuye esta edad tienen, dentro del ámbito de la Hoja, una ubicación cartográfica muy definida, situándose en la franja central, donde afloran ampliamente como crestas cuarcitas entre los depósitos triásicos, dando una morfología típica de "espina de dinosaurio".

Los afloramientos devónicos existentes entre Villamanrique y Torre de Juan Abad, fueron incluidos por KETTEL, D. (*op.cit.*) en las "Capas de San Pablo", conjunto litológico en el que agrupaba todas las unidades suprayacentes a las pizarras negras con graptolitos silúricos.

El desarrollo estratigráfico del Devónico de Sierra Morena nororiental es bastante distinto al de la Surcentroibérica en la región de Herrera del Duque-Almadén-Pedroches, si bien, a grandes rasgos, pueden establecerse correlaciones entre algunas unidades significativas. Tal es el caso del nivel de calizas de carácter prácticamente continuo y con abundancia de restos fósiles que sería equiparable al Miembro Molino de la Dehesa de la Formación Herrera.

El importante desarrollo local de cuarcitas, areniscas ferruginosas y capas oolitas bajo las calizas descritas, así como los fósiles recogidos en las capas ferruginosas, puede hacer equiparar esta serie cuarcítico-oolítica, con la Formación Cuarcitas del Doradillo, PARDO ALONSO, M.V. *et al.* (*op.cit.*), parte superior del Grupo Cerro Escudero.

En esta área, y como ya se ha descrito, no se han encontrado afloramientos de los depósitos suprayacentes a los tramos heterolíticos de afinidad turbidítica, base del Grupo Cerro Escudero, de edad Wenlock superior, y las referidas "Cuarcitas del Doradillo", atribuidas al Devónico inferior (parte superior).

Finalmente, en el núcleo del sinclinorio de Torre de Juan Abad, se ha constatado la existencia de series constituidas por areniscas y areniscas ferruginosas, en conformidad con el registro del Devónico inferior y cuyo contenido faunístico, muy abundante, ha permitido datar estos materiales como pertenecientes al Devónico Superior.

Este hecho, constituye un importante hallazgo estratigráfico que contribuye, de forma notable, a configurar al ámbito paleogeográfico de los escasos afloramientos del Devónico superior en la Zona Surcentroibérica.

A título de resumen, puede sintetizarse que, en el registro sedimentario atribuido al Devónico en esta Hoja, se diferencian las siguientes unidades cartográficas:

Sector Torre de Juan Abad-Almedina y áreas adyacentes.

SILÚRICO MEDIO-SUPERIOR	Grupo Cerro Escudero No aflorante
DEVÓNICO INFERIOR	Cuarcitas, areniscas ferruginosas y oolitas Packstone y grainstone amarillento rojizas
DEVÓNICO SUPERIOR	Areniscas, areniscas cuarcitas y areniscas ferruginosas

2.1.3.1. Devónico Inferior

Aunque como se precisa en el apartado anterior, los tramos superiores del Grupo Cerro Escudero, denominados Formación "Pelitas de Valdenmedio", ya son atribuibles al Devónico inferior, desde el punto de vista de las unidades cartográficas, comunes a todo el ámbito del Proyecto, son las barras cuarcíticas que ocasionan un fuerte resalte morfológico en la llanura manchega o en las sierras meridionales, que con dirección este-oeste conforman el borde paleozoico de Sierra Morena, las que normalmente sirven de marcadores litológicos del registro sedimentario atribuido al Devónico.

El Devónico inferior, se completa con una formación de composición carbonatada en el norte y mixta en el sur, equivalente al Miembro "Molino de la Dehesa" de la Formación Herrera, PARDO ALONSO, M.V. *et al.* (*op.cit.*).

2.1.3.1.1. Areniscas cuarcíticas de grano medio y grueso, cuarcita de grano medio a fino gris rojiza y areniscas oolíticas ferruginosas rojo vinosas (16). Lockkoviense-Praguiense

Como visión de conjunto, en esta unidad pueden identificarse dos unidades litológicas; la inferior constituida por bancos y capas de cuarcitas o areniscas cuarcíticas de grano medio y grueso y color blanco grisáceo a rojizo y, la superior, en la que predominan las areniscas rojas, ferruginosas, oolíticas e intraclásticas en capas decimétricas y con intercalaciones de lutitas policolores.

Las medidas realizadas señalan un espesor de 120 m para el tramo cuarcítico y 60 para las areniscas rojas. El conjunto de ambos tramos configura un ciclo de facies grano y estrato decreciente.

En la unidad inferior pueden distinguirse las siguientes facies:

Una de las facies más representativas de este tramo está constituida por cuerpos de areniscas cuarcíticas de grano medio y grueso, bien calibradas. En esta facies genérica pueden distinguirse al menos dos subfacies:

- A₁.- Son cuarcitas de aspecto masivo y base neta que, lateralmente pasan a tener base transicional y megaestratificación cruzada planar, en cuña, de media escala. Constituyen set con espesores métricos y laminación tangencial a la base, así como superficies onduladas a gran escala.

El color es gris claro, a veces blanco marmóreo, en paso a set con bandas alternantes rojizas y gris claras, dando un aspecto listado. Las coloraciones en macha son consecuencia de meteorización superficial.

Son frecuentes las alineaciones horizontales de cantos blandos ("*clay chips*") aplastadas, a veces con envuelta hetatítica.

La petrografía muestra que son cuarzoareniscas con cemento silíceo o mixto silíceo-ferruginoso, en las que como accesorios más frecuentes se encuentran: pirita, mica blanca, circón, rutilo, turmalina y apatito.

Las coloraciones de las láminas o bandas rojizas se deben a la hematites como cemento o la alteración de la pirita cuando está en porcentaje elevado.

- A₂- En la ordenación vertical, y a veces en cambio lateral, estas areniscas cuarcíticas pasan a tener estratificación cruzada planar con set cuneiformes, a veces con láminas sigmoidales y a cuerpos con estratificación cruzada en surco de media escala, con base plana, neta a débilmente erosiva.

Los bancos con estratificación cruzada en surco, suelen finalizar hacia techo con capa decimétrica de areniscas rosadas de grano medio-fino con laminación cruzada de muy bajo ángulo.

La bioturbación afecta moderadamente a estas capas y el contenido faunístico de esta facies se restringe a bioclastos, a veces de tamaño arena y en gran medida disueltos, dando porosidad móldica por disolución del carbonato.

Cuando la base de los cuerpos arenosos con estratificación cruzada en surco es erosiva, estas superficies vienen marcadas por la presencia de clastos siderolíticos y de colofana.

Esta facies se interpreta como barras arenosas "sand ridge", normalmente situadas en forma paralela a la línea de costa y migrando en sentido mar-tierra. La aparición local de estratificación cruzada plana con set cuneiformes, es indicativa de la existencia de corrientes oblicuas a la principal. Podría tratarse de megaripples dunares, migrando por canales de salida al offshore, a través del complejo de barras. Se trataría de un cinturón costero de energía media a alta, en el que la mayor parte de los depósitos corresponden a facies de régimen de flujo medio.

- B.- Esta facies, asociada a los cuerpos de areniscas cuarcítica anteriormente descrita, está constituida por una monótona sucesión de areniscas de grano medio-fino, cuarcíticas, en capas centimétricas, con colores alternantes o en bandas rojizas y grisáceas. Estos materiales se encuentran intensamente bioturbados con destrucción casi total de las estructuras no diagenéticas. En algunas capas se conservan laminación cruzada en surco de ripples de interferencia y laminación cruzada plana de muy bajo ángulo.

La petrografía es de cuarzoarenitas con escasos porcentajes de feldespato (<2%) y matriz. El cemento es mixto, silíceo-hematítico, con predominio de uno u otro según la coloración de la capa.

Los "mud-chips" con orla hematítica muy aplastados, a veces rotos, y los clastos de colofana son moderadamente frecuentes en algunos niveles. Como accesorios tienen apatito, circón, turmalina y pirita framboidal.

La composición y estructura organizativa de estos sedimentos indican que se trata de depósitos marinos someros de baja energía.

Los escasos puntos en los que esta serie puede observarse, no permite dilucidar si esta facies tiene mayor o menor continuidad lateral, y su evolución, tanto lateral como vertical de forma detallada, por lo que, o bien podría tratarse de facies del

backshore del complejo de barras, o bien de facies ligadas a los abanicos de flujo asociados a los canales de salida al offshore.

La ordenación del tramo cuarcítico de esta unidad, muestra un grupo de facies A según la descripción realizada, seguido de un grupo de facies B y finalmente, un grupo de facies A en el que el predominio es para las areniscas cuarcíticas con estratificación cruzada en surco y los cuerpos de relleno de canal, en algún caso, en areniscas de grano grueso con grava de cuarzo dispersa.

Sobre el tramo cuarcítico, predominantemente gris, se tiene un paquete decamétrico constituido por facies heterolíticas en las que areniscas cuarcíticas de grano medio-fino, bien calibradas, de color gris verdoso y en capas centimétricas a decimétricas se alternan con lutitas o fangolitas limoso-micáceas de colores verde y rojos. La relación arena/lutita es ≤ 1 y, en general, el tramo se organiza como secuencia grano y estrato decreciente.

En el subtramo de base, en las capas de arenisca con espesores de 70 a 30 cm e intercapas de lutita desde láminas a centimétricas, predomina la estratificación cruzada plana de media a gran escala con set decimétricos de alto ángulo y tangenciales hacia la base, que en los casos de cuerpos con geometría convexa conservan láminas sigmoidales. En algunos afloramientos se observan capas con recorrido hectométrico y brusco acuñamiento lateral.

En las capas de areniscas cuarcíticas de espesor centimétrico, el predominio es para la laminación cruzada de tipo fláser, ondulante y lenticular, en el sentido ascendente del tramo. En las capas con laminación lenticular se observan lámina de lutitas siguiendo la laminación cruzada ("*mud drapes*"). La bioturbación de los términos pelíticos es muy intensa en todo el tramo.

En general, son cuarzoarenitas de grano medio-fino con matriz clorítico-caolínica y cemento silíceo o mixto silíceo-ferruginoso. La presencia de feldespatos es muy escasa y abundan la mica blanca y los sulfuros, aumentando su presencia en sentido inverso a la disminución del tamaño de grano. Un componente típico de estas areniscas son los granos de cuarzo con una o varias envueltas de clorita y hematites, en forma de ooides que a veces alcanzan tamaño de arena gruesa. Su posición, hacia la base de las capas más gruesas de arenisca, junto a la presencia de clastos de colofana de color oscuro, les da un aspecto de grosera granoclasifica-positiva.

El conjunto de los sedimentos de este tramo muestra, desde facies de alta energía en los bancos de cuarzoarenitas con estratificación cruzada plana unimodal y morfología de megaripples de crestas rectas, a facies de muy baja energía con influencia mareal en las alternancias de techo. El ciclo de facies parece indicar, por tanto, una evolución desde ámbitos submareales con migración de megaripples hacia la costa, originados posiblemente por la migración y destrucción de las "*sand ridges*" en períodos de alta energía, a ámbitos de facies inter barrera ("*inter-ridge facies*"), TILLMAN, R.W. *et al.* (1985) y/o mareales hacia el techo.

La coloración rojiza de algunas capas de limo-lutita es anómala en esta facies, por lo que se supone que son fenómenos de tinción tardíos a partir de la circulación de aguas superficiales ricas en hierro y el poder de adsorción de las arcillas de tipo clorítico-caolínico.

En la unidad superior, el conjunto litológico es muy diferente, tanto en su coloración como en su resistencia a la erosión. Normalmente se sitúa en una depresión entre las cuarcitas inferiores y los carbonatos o las areniscas cuarcíticas del Devónico Superior.

Los materiales de esta unidad son de color rojo vinoso y en general, son facies heterolíticas en las que se alternan areniscas oolitas, oolitas carbonatadas, capas intraclásticas de tamaño grava y lutitas o margas en láminas o intercapas centimétricas.

Las facies más características pueden resumirse como sigue:

- a) Areniscas de grano medio-fino con clastos dispersos en cuerpos decimétrico con base neta o débilmente erosiva y estratificación cruzada plana o en surco de media escala. El color es gris oscuro a gris rojizo.

El calibrado es variable, siendo bueno en algunas capas y malo en otras, donde la fracción arena gruesa-grava es abundante, con clastos siderolíticos y de colofana centimétricos.

Son muy similares a las subfacies de megaripples (B) descrita en la unidad anterior, salvo que el contenido en matriz clorítica y cemento hematítico es mayor en estos sedimentos.

Estos cuerpos arenosos tienen continuidad lateral decamétrica con variaciones de espesor graduales y grosera granoclasificación positiva.

En algunas capas, esencialmente las inferiores de este conjunto, se observan techos con ripples de ola, normalmente de interferencia.

En la evolución vertical, disminuye el espesor de las capas y son frecuentes las amalgamaciones, dando como resultado paquetes de color rojizo con aspecto masivo y con intensa bioturbación.

En estas capas amalgamadas, la presencia de oolitos y granos con envuelta hematítica llega a tener proporciones variables del 5 al 10%. La presencia de macrofauna en estas capas, aunque escasa y mal estado de conservación, es significativa.

- b) Areniscas de grano medio-grueso, con fuerte heterometría de grano, de color rojo vinoso con tintes verdosos, en bancos o capas decimétricas (60-90 cm) con estratificación cruzada plana y en surco de media escala. La base de estos cuerpos es neta y varía desde débilmente erosiva a cóncava fuertemente canalizada.

Los bancos con base canalizada tienen cambios bruscos de espesor, en tanto que los de base plana muestran una gran continuidad lateral. Las láminas de los sets, en la estratificación cruzada plana, son tangenciales a la base y los set en surco son del orden de 10 a 20 cm con amplitud entre 60 a 120 cm. En algunos puntos, hacia techo de estos bancos, se observa laminación cruzada de ripples de ola.

La composición litológica es variable; desde areniscas con fracciones equivalentes de granos de cuarzo y oolitos a oolitas con granos de cuarzo dispersos. El cemento es ferruginoso y ferruginoso-carbonatado.

Como elementos siempre presentes en esta facies, están los clastos de colofana, a veces de tamaño centimétrico, color negro o a veces, con orlas de colores variados (blanco, marrón, negro). Más infrecuentes son los nódulos, lentejones y masas irregu-

lares de siderita, asociados a la base de los cuerpos canalizados y las costras de siderita-goethita, a techo de estas capas. La bioturbación es escasa, aunque en alguna superficie de estratificación a muro o techo de las capas oolíticas se ha observado icnofauna abundante.

Como norma, la fauna es muy escasa. Sólo bioclastos, a menudo muy alterados, se observan en los depósitos basales de los cuerpos canaliformes. Sin embargo, en los niveles transicionales a la unidad carbonatada superior, se localiza un nivel de macrofauna, asociado a una capa decimétrica de areniscas verde oscuro con estructura H.C.S. Se trataría del término B de esta secuencia tempestítica.

Tanto los bancos cuarzo-oolíticos como los oolíticos con cuarzo, son depósitos de cordones arenosos en diferentes momentos de aportes siliciclásticos, lámina de agua y circulación de corrientes en la plataforma.

Como generalidad, puede indicarse que, en los momentos de diatrofismo creciente, se darán depósitos más siliciclásticos y en los momentos de "posición transgresiva" con mayor lámina de agua, los "*shoals*" oolíticos. Aunque la ordenación de estas facies no es clara, parecen constituir un ciclo grano y estratocreciente (C.U.S.) con las facies b de relleno de canal a techo.

- c) Areniscas heterométricas, en capas centi a decimétricas, con laminación paralela o cruzada de muy bajo ángulo y color rojo.

La composición litológica de estos cuerpos es muy definida, con mezcla de cuarzo y oolitos en proporciones similares, tamaño de grano arena media en el cuarzo y gruesa en los oolitos y una fracción significativa de clastos fosfatos (colofana y bioclastos fosfatados con envuelta hematítica). El cemento es silíceo-ferruginoso y la matriz clorítica.

Una subfacies asociada con la anterior y en paso lateral, la constituyen capas de areniscas con espesor de 10 a 30 cm de color verde oscuro con tinciones violáceas, abundantes cantos siderolíticos de colofana, bioclastos, "*mud chips*" y grava de cuarzo.

Son capas gradadas en las que ocasionalmente se conservan estructuras "hummocky".

La petrografía de estas areniscas muestra un porcentaje significativo de ooides con núcleo de cuarzo y envuelta clorítica, así como de litoclastos de origen volcánico (básico) muy alterados. Prácticamente, todos los componentes de tamaño arena o superior, tienen una o varias envueltas, bien cloríticas o hematíticas. El cemento es silíceo, pero en algunas capas se observa la presencia de carbonato férrico (ankerita) en porcentajes inferiores al 5%.

Ambas subfacies se interpretan como tempestitas, en las que la de color verde representaría los depósitos en área del offshore proximal y las subfacies rojas y oolíticas, los depósitos del shoreface. Algunas capas delgadas, exclusivamente constituidas por oolitos y a menudo gradadas, podrían tratarse de depósitos en el offshore, y cuyo origen sería la corriente de retorno (*storm-surge ebb*), de "tsunamis" que destruyen "*shoal*" oolíticos submareales.

PARDO ALONSO, M.V. *et al.* (1996) y PARDO ALONSO, M.V. (1997) correlaciona la Cuarcita Principal de KETTEL, D. (*op.cit.*) con la Formación "Cuarcita del Risquillo" y "Cuarcita de Base" de Almadén, atribuyéndole una edad Praguense en virtud de los fósiles de esta edad, encontrados por ese autor, en el valle del río Guadalmena (Hoja nº 864), KETTEL, D. (1968, pág. 61).

Se trata de una asociación de braquiópodos típicamente praguenses, con *Hysterolites hystericus*, *Schlofheim*, *Stropheodonta Perculea*, *Dresermann*, *Stropheodonta gigas* (M'COY), entre otros.

Las muestras recogidas en esta Hoja han proporcionado una fauna de *Hysterolites* sp. (forma que recuerda a *H.aff. korneri* del techo de la Fm. Risquillo), *Plathyorthis?* sp., *Hexarhytis?* cf. *undata*, *Oligopty cherhynchus?* sp. (un juvenil), *Peratptera follmanni* (French), *Actinopteria* sp, *Nautiloideos ortoconicos*, *Bryozoa?* *indet.*, etc., que determinan una edad Praguense, sin mayor precisión, para esta unidad.

2.1.3.1.2. Calizas bioclásticas amarillento rosadas, calizas dolomíticas grises y oolitas carbonatadas rojas (17). Emsiense

Esta unidad, en el ámbito de la Hoja es, prácticamente, un litosoma carbonatado continuo con escasas localidades donde, o bien falta o bien su composición son oolitas carbonatadas con abundante macrofauna.

Esta unidad carbonatada, con un espesor medio de 25 m, está constituida por una monótona acumulación de packstone y grainstone de colores amarillentos y rosados, gradadas y con estratificación "hummocky" y "swaley". Las secuencias elementales observadas son desde facies H.C.S. de tipo BPHM en la base de la unidad, en las que el término M son mudstone con "bindeseyes" y láminas de margas grises bioturbadas, y el término B son bioclastos en tamaño arena media-gruesa, evolucionando a acúmulos de secuencias BHX y HX, amalgamadas, en capas decimétricas con estratificación ondulante, que hacia techo alternan con capas y bancos de grainstone bioclásticas, rudíticas, con grosera granoclasificación positiva y techo ondulado (swaley). Lateralmente, en escasas localidades de este sector, la unidad tiene espesores métricos y litológicamente son oolitas gradadas con cemento carbonatado y capas de bioclastos, desde enteros a reducidos a fracción arena.

Por tanto, en este sector, la unidad carbonatada son facies del grupo de los "hummocky" en plataformas con alta productividad biológica (plataforma-rampa), desde áreas del offshore, a facies de shoreface en los bancos de techo.

La moderna revisión paleontológica abordada en la Hoja nº 838 (Santa Cruz de Mudela, Segunda Serie MAGNA), permitió localizar en la parte superior de las calizas una asociación de braquiópodos del Emsiense, equiparable a la Biozona de *Paraspirifer chillonensis* de Almadén (PARDO ALONSO in GUTIÉRREZ MARCO, 1997). También algunos conodontos encontrados (SARMIENTO in GUTIÉRREZ MARCO, 1997; BULTYNCK *et al.*, en prensa) son representativos del Emsiense inferior.

En los sectores noroccidentales de la Hoja, en el cortijo "Casas de la Borreguilla", la macrofauna recogida es una asociación prácticamente monoespecífica de *Protodouvillina* cf. *tenuiolata*, a la que acompaña *Leiopteria* sp.

La especie nominal es Emsiense superior esencialmente, si bien raramente se ha encontrado en el Emsiense inferior y en el Eifeliense. Por la presencia de formas similares en el techo de la Fm. Herrera, en Almadén y Herrera del Duque, la edad probable de la muestra es Emsiense superior.

Por tanto, la edad que se le asigna a esta unidad es Emsiense.

2.1.3.2. *Devónico Superior*

Las series realizadas dentro del sinclinorio de Torre de Juan Abad y sectores adyacentes, ha permitido manifestar la existencia de un registro sedimentario cuyo contenido faunístico permite atribuirlo al Devónico Superior.

Los afloramientos observados muestran que estos sedimentos están en paraconformidad con el Devónico Inferior descrito. La confirmación de la existencia de sedimentos del Devónico Superior en sectores tan orientales de la Surcentroibérica, así como su constitución litológica, muy diferente a las conocidas de esta edad en áreas más occidentales (Sinclinal del Guadalmena, en la región de Almadén), es de gran importancia para el conocimiento de la paleogeografía de la cuenca en el Devónico superior.

2.1.3.2.1. Areniscas cuarcíticas de grano medio a grueso grises y areniscas oolíticas rojas (18). Devónico Superior (Fameniense)

Esta unidad está constituida por una monótona sucesión de areniscas con fuerte heterometría de grano, medio a muy grueso, con una fracción de grava de cuarzo variable y decreciente, con cemento silíceo y posiblemente en algún caso, carbonatado, dado que, en los sectores occidentales, los procesos de disolución de los cementos, convierten estas areniscas en arenas friables, que dan suelos con manto de arena.

En general, son bancos con espesor de 1 a 2,5 m con continuidad lateral de orden hectométrico, cuyo aspecto más llamativo es la estratificación cruzada planar y en surco de media a gran escala.

Los contactos inferiores de esta facies con los carbonatos infrayacentes son netos y erosivos, y en su evolución vertical, la serie pasa, desde cuerpos canalizados con superficie basal de extensión decamétrica, en los que predominan las areniscas de grano grueso con grava y estratificación cruzada en surco de media escala, a cuerpos con bancos métricos de areniscas cuarcíticas blanco grisáceas con estratificación cruzada en plana de gran escala y bajo ángulo, a veces con set cuneiformes, que lateralmente, son cortados por cuerpos de relleno de canales de menor extensión y superficie basal bastante plana.

El paso entre ambas subfacies es un paquete de espesor no superior a los 2 m y gran continuidad lateral, constituido por capas decimétricas (8 a 15 cm) de areniscas de grano medio ferruginosas y oolíticas.

El aspecto es de capas gradadas con un acúmulo lumaquéllico de fósiles en buen estado de conservación en paso a areniscas de grano medio de color gris a rojiza, dependiendo del contenido en oolitos y de hematites en el cemento. Las superficies entre capas son de amalgamación, aunque puntualmente se han observado láminas intercapas de lutita verde grisáceas. Sólo en estos puntos es posible identificar estructuras “swaley” a techo del término arenoso.

De los datos reseñados: superficie inferior erosiva, acúmulo de fósiles en el término basal, granoclasificación y estratificación ondulada a techo, puede deducirse que este tramo son depósitos de tempestad.

Su mala estructuración interna, con ausencia de "hummocky" y su posición estratigráfica entre facies asimilables a barras arenosas submareales y de canales tidales, parecen indicativos de que este tramo, con gran continuidad lateral, responde al depósito de un período de dominio de tormentas en zonas internas (playas y *sand ridges*) de la plataforma siliciclástica mesomareal en la que se deposita esta unidad cartográfica.

Las muestras recogidas son monoespecíficas del taxón *Eoparaphorhynchus cf. triaequalis*. Se conocía su presencia en Sierra Morena Oriental por ejemplares de museo estudiados por PARDO ALONSO, M.V. (1997, inédito). Por la presencia de esta subespecie, la edad de la muestra es Famenienense Inferior.

La importancia del hallazgo, aparte de las connotaciones paleobiogeográficas, reside en su presencia ligada a facies cuarcíticas y ferruginosas, mientras que las rocas contemporáneas de la región de Almadén (Fm. Guadalmez) consisten en pelitas con nódulos y fauna típica de ambientes más abiertos y profundos. Este hecho constituye un argumento más sobre la presencia, en esta zona, del borde de la cuenca devónica del dominio meridional de la Zona Centroibérica.

2.2. MESOZOICO

En el área de la Hoja, el registro sedimentario del Mesozoico aflorante se dispone en discordancia angular sobre las series paleozoicas del hiperciclo postCámbrico descritas.

En los materiales postCarboníferos, se han diferenciado distintas unidades sedimentarias atribuidas al Triás, Jurásico inferior, Terciario y Cuaternario, en las distintas Unidades Litológicas encuadradas en la Cobertera Tabular de la Meseta.

2.2.1. Triásico

Los materiales Triásicos se disponen, mediante discordancia angular, sobre las series Paleozoicas, previamente deformadas por la Orogenia Hercínica y arrasadas durante los tiempos carboníferos y pérmicos.

El primero en citar el Triásico en la llanura manchega occidental fue CORTAZAR (1878) en el sector de Alcázar de San Juan. Posteriormente y hasta 1969, apenas aparecen referencias en la bibliografía. A partir de ahí cabe citar los trabajos de SÁNCHEZ CELA (1969 y 1971), SÁNCHEZ CELA y YAGÜE (1971), LÓPEZ GARRIDO (1969), LÓPEZ GARRIDO Y RODRÍGUEZ ESTRELLA (1970), VERA Y LÓPEZ GARRIDO (1971), LÓPEZ GARRIDO (1971), GARCÍA Y ÁLVARO (1974), TORVIZ *et al.* (1975), FERNÁNDEZ *et al.* (1976), SANTOS-FRANCÉS *et al.* (1976), FERNÁNDEZ (1977), YÉBENES *et al.* (1977), RODRÍGUEZ ESTRELLA (1978), BESEMS (1982), ENUSA (1983), FERNÁNDEZ (1984), RAMÍREZ MERINO (1985), MARQUEZ-ALIAGA *et al.* (1986), CÓRDOBA (1990), ALAFONT (1992), FERNÁNDEZ *et al.* (1994) y ENRESA (1997). A continuación se comentan brevemente algunos de los trabajos anteriores, especialmente aquellos cuyos planteamientos y/o conclusiones tienen más relación con el objeto del presente estudio.

En primer lugar se destacan los trabajos del MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA a escala 1:50.000 (2ª serie o MAGNA; IGME), relativos a las Hojas nº 814 (Villanueva de la Fuente), 815 (Robledo), 841 (Alcaraz), 786 (Manzanares) y 885 (Santisteban del Puerto).

En estos trabajos, el Triásico se divide en tres tramos: inferior, medio y superior. De éstos, sólo el tramo superior se atribuye con seguridad a las Facies Keuper, coincidiendo en este particular todos los autores de estos trabajos. En general, se piensa que el Triás en su conjunto responde a una facies atípica del Triás germánico, propia de borde de cuenca, muy detrítica y azoica y, por tanto, sin presencia de las facies carbonáticas del Muschelkalk.

En segundo lugar cabe destacar los trabajos de exploración minera realizados en el ámbito de la Hoja y áreas adyacentes por ENUSA (1983). El autor de este trabajo, J.L. SERCH divide el Triásico en cuatro tramos o unidades: Tramo 1 o Unidad Sedimentaria basal, formada casi exclusivamente por conglomerados y, en menor medida, por areniscas que rellenan canales; Tramo 2 o Unidad fluvial inferior; Tramo 3 o Unidad fluvial superior; y Tramo 4 o Unidad lacustre evaporítica. El tramo 1 es atribuido al Buntsandstein; los tramos 2 y 3, al Muschelkalk; y el tramo 4, al Keuper.

En tercer lugar, FERNÁNDEZ *et al.* (1994) diferencian en el Triásico de la región de Siles-Alcaraz (borde de la Meseta y transición a la Zona Prebética) materiales del Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper. Dentro del Buntsandstein distinguen tres unidades, de muro a techo: Unidad conglomerática basal, Unidad lutítica y Unidad lutítica con bancos de areniscas. El Muschelkalk lo dividen hasta en tres bancos de carbonatos (siendo el superior más expansivo y el que se acuña más próximo a la Meseta) separados por lutitas con niveles arenosos. Y, en fin, dentro del Keuper, diferencian cinco unidades (K₁, K₂, K₃, K₄ y K₅) que identifican con las definidas anteriormente por ORTÍ (1974).

Dentro del área de estudio, FERNÁNDEZ *et al.* (1994) afirman, al igual de lo ya comentado para el informe de ENUSA (1983), que no están presentes las facies carbonáticas del Muschelkalk y que, por el contrario, existe un gran desarrollo de las facies Buntsandstein, sobre las que se superponen directamente las facies Keuper, por lo cual se trataría de un Triás típico de facies de "capas rojas" (*red beds*). De acuerdo con la correlación secuencial que estos autores establecen, los supuestos tres niveles carbonados del Muschelkalk de Hornos-Siles citados más arriba, junto con sus dos respectivas intercalaciones lutíticas, cambiarían lateralmente de facies, en el área de estudio, a las facies terrígenas de la citada Unidad lutítica con bancos de areniscas.

Finalmente, y en cuarto lugar, JEREZ, F. en el informe ENRESA (1997), identifica en el Triásico del borde SE de la Meseta en general (región de Linares-Alcaraz de San Juan), ocho unidades litoestratigráficas, a saber: Unidad conglomerática basal o Buntsandstein (B), Unidad lutítica inferior o Muschelkalk medio (MII), Unidad carbonática o Muschelkalk superior (MIII), Formación K₁, Formación K₂, Formación K₃, Formación K₄ y Formación K₅.

En esta Hoja se pone claramente de manifiesto por primera vez, en esta zona del borde SE de la Meseta, la presencia de capas carbonáticas marinas indudablemente correlacionables con las facies análogas del Muschelkalk superior (Ladiniense superior) que se encuentran bien desarrolladas en áreas próximas más internas (v. gr. Hornos-Siles), diferenciándose tanto estratigráficamente como cartográficamente una nueva unidad litoestratigráfica (Unidad carbonática) con rango de Formación. Además, y a raíz de este nuevo hecho, se propone una

reorganización, tanto en la vertical como espacialmente, de los límites del resto de las unidades, (Unidades litoestratigráficas o unidades de facies con referencia cronoestratigráfica) establecidas anteriormente por otros autores, lo cual conlleva importantes modificaciones en el modelo paleogeográfico.

Así, entre los hechos más significativos, que se ponen a su vez de manifiesto como consecuencia de dicha reorganización, está el de que a partir del paralelo de Alcaraz-Terrinches-Torre de Juan Abad, y hacia el Norte, la serie Triásica aflorante conocida como “facies de capas rojas del borde de la Meseta” está representada, en la mayoría de los puntos, exclusivamente por el Keuper, el cual se encuentra apoyado directamente sobre el Paleozoico, lo que sugiere una mayor expansividad de este último hacia el interior del continente (Meseta) con respecto a los depósitos del Buntsandstein y Muschelkalk.

2.2.1.1. Conglomerados gris rojizo, areniscas con grava y lutitas violáceas a rojas (19). Facies Buntsandstein

En discordancia angular y con una superficie erosiva muy acusada sobre los materiales del paleozoico, se tiene un conjunto siliciclástico de composición generalmente conglomerática.

Esta unidad aflora en el sector centro oriental de la Hoja entre Villamanrique y Puebla del Príncipe.

Debido a su particular litología, esta unidad es muy resistente a la erosión por lo que, a menudo, suele dar resaltes diferenciales. Su espesor varía desde 10 m hasta un máximo de 25 m.

Litológicamente se trata de conglomerados y gravas de cantos de cuarcita y cuarzo, clasto-soportados, de tamaño entre 0,5-2,5 cm y subredondeados. La matriz escasa es arenoso-lutítica, de colores verde y violeta, respectivamente.

En general son masivos en los tramos basales y pasan a tener una grosera gradación positiva hacia techo.

Las areniscas de la matriz están compuestas por granos de cuarzo con cemento carbonatado y/o ferruginoso, aunque las muestras recogidas se han deshecho en el laboratorio al intentar obtener lámina delgada.

Los afloramientos de la Puebla del Príncipe, son los más potentes, y presentan importantes carbonataciones intercaladas en la unidad conglomerática.

Desde el punto de vista sedimentológico, la organización de la unidad, en su conjunto, consiste en una serie de secuencias de 1-1,5 m de espesor, positivas o “*fining-upward*” (F.U.S.). La facies predominante es de conglomerados masivos, con cantos imbricados y matriz arcillosa. Generalmente, en la evolución vertical, presentan estratificación cruzada de gran escala, planar y/o de surco.

La organización secuencial anterior, en su conjunto, indica una disminución de energía hacia techo.

El ambiente sedimentario corresponde a abanicos aluviales sobre los que se instala un sistema de canales trenzados (ríos “*braided*”), los cuales migran desde posiciones proximales a posi-

ciones medias, repitiéndose, para cada macrosecuencia, este movimiento de aproximación-alejamiento de los canales respecto de la cabecera de los abanicos. Anteriormente esta unidad se ha interpretado como coluviones formados por una intensa etapa de alteración climática responsable de la rubefacción del zócalo FERNÁNDEZ Y GIL (1989), o bien como correspondiente a pequeños abanicos aluviales o depósitos de ríos "*braided*" FERNÁNDEZ (1984).

La unidad es azoica. Basándose en la correlación con unidades de similares características litológicas y sedimentológicas, y análoga posición estratigráfica relativa ("*Facies Buntsandstein*"), definidas en la Cordillera Ibérica (v. gr. Formación Conglomerados de la Hoz del Gallo - RAMOS, 1979-), la edad sería básicamente Scythiense (Triásico inferior) aunque dicha facies abarca, en edad, desde el Thuringiense (Pérmico superior) hasta el Anisiense (Triásico medio).

2.2.1.2. *Dolomías con o sin cantos y conglomerados con cemento carbonatado (20). Muschelkalk Medio*

Esta unidad aflora exclusivamente en puntos muy concretos del sector entre Villamanrique y Puebla del Príncipe.

La máxima potencia se encuentra en la carretera de Villamanrique a Puebla del Príncipe, donde alcanza varios metros de espesor y donde los carbonatos se encuentran mejor desarrollados.

La litología consiste en dolomías con estratificación difusa a masiva, de color marrón-amari-llento, con o sin cantos, que pasan vertical y lateralmente a conglomerados de cantos de cuarcita y cuarzo muy cementados (cemento dolomítico).

Petrográficamente, las dolomías son dolomicritas o bien dolomicrosparitas que, en este último caso, aparecen como depósitos zonados, gradados y con estructuras estromatoides reemplazadas total o parcialmente por calcedonia en núcleos orbiculares con textura fibrosa radial.

El ambiente sedimentario probablemente sería lacustre (carbonatado-terrágeno, carbonatado-evaporítico o evaporítico-salino) o podría corresponder a una zona supramareal de una llanura de marea.

No se han encontrado restos fósiles en esta unidad. Sin embargo, JEREZ, F. (en ENRESA, 1997) cita huellas de reptiles inclasificadas, a escasamente 500 m al Sur-Sureste del Cortijo de Millán (NO de Génave).

2.2.1.3. *Lutitas grises y rojas, areniscas y conglomerados (21). Muschelkalk Medio-Superior*

La diferencia más relevante de esta unidad con respecto al conjunto de las dos anteriores reside en la presencia, en la base de la unidad, de paleocanales rellenos de areniscas y conglomerados, los cuales adquieren mayor relevancia al E de Villamanrique y al S de Puebla del Príncipe.

Dada la relativa convergencia de facies de la base de esta unidad con respecto a los conglomerados de la "*Facies Buntsandstein*" sobre los que la misma se apoya, resulta difícil de apreciar la verdadera naturaleza del paso entre ambas, el cual, lógicamente y al menos a primera vista, se interpretaría como transicional.

En las localidades reseñadas, bien sobre la unidad carbonatada y en parte como cambio lateral, la serie continúa con conglomerados clasto soportados con grosera granoclasificación y

matriz arenosa lutítica escasa de color verde, a veces llamativo.

La serie prosigue con secuencias métricas granodecrecientes (F.U.S.) separadas por láminas a capas decimétricas de lutitas carbonatadas rojo vinoso. Cada secuencia tiene un conglomerado basal clasto soportado con moda en 5 a 6 cm y con cantos de cuarcita redondeados como componente prioritario. La matriz arenosa es de color verdoso a amarillento rojizo, según se sube en la serie. Los términos de techo de las secuencias son gravas arenosas a arenas con grava con estratificación cruzada en surco, de media escala en paso a arenas de grano medio con laminación cruzada de ripples. Las direcciones de aporte medidas varían de Norte-Sur a N15°E, por tanto, subperpendiculares al relieve paleozoico próximo. El sentido es hacia el norte y noreste respectivamente.

Las características litoestratigráficas de este tramo se corresponden con depósitos originados por corrientes densas con depósitos de tamiz, en zonas apicales de abanicos aluviales para los conglomerados masivos o con cantos imbricados en paso a depósitos de barras de ríos "braided" en áreas más distales del abanico aluvial para las secuencias "fining up ward" (F.U.S.) con intercapas lutítico carbonatadas.

En la evolución vertical del tramo pueden encontrarse dos situaciones de afloramiento.

De forma puntual, aunque muy llamativa por su color, se observa algún itinerario al este de Puebla del Príncipe, un tramo de lutitas grises, de corte fresco, muy blancas por alteración, con fractura concoide, con láminas y capas centimétricas de dolomicritas grises con laminación paralela y porosidad fenestral muy marcada. A techo de este tramo blanco, normalmente hay una capa nodulizada de tipo siderolítica. La continuidad lateral de este tramo es escasa, aunque en la Hoja nº 840 (Bienservida) colindante, ha sido cartografiado.

Sobre el tramo de conglomerados y sobre o en paso lateral del tramo de margas y carbonatos blancos, la serie continúa con una alternancia de areniscas y lutitas de colores rojo vinoso a violáceos. Este tramo, se estructura en secuencias grano decrecientes de orden métrico a decamétrico en las que la relación arena/lutita varía de próxima a la unidad a 1/5 hacia techo. Estas secuencias tienen un término inferior en areniscas grises a verdosas, con base de erosiva en las capas inferiores a planoparalela, según se sube en la serie. Cuando se tiene como referencia el tramo blanco sobre los carbonatos, el primer banco de areniscas muestra una base erosiva con lag de grava, estratificación cruzada en surco, cicatrices de acreción lateral y techo en areniscas con ripples de interferencia. Este banco tiene una gran continuidad lateral.

El resto de las capas de arenisca suelen tener una base débilmente erosiva a planoparalela, estratificación cruzada de pequeña escala y laminación de ripples muy frecuente, así como bioturbación a veces muy intensa.

Los términos lutíticos son de colores rojos intensos, a veces violáceos con nódulos de aspecto ferromanganesíferos y, por lo general, carbonatocrecientes, tal que es normal que todas las secuencias superiores finalicen con capas milimétricas a centimétricas de dolomicritas gris verdosas.

La petrografía de estas areniscas muestra una composición de arcosas y subarcosas con porcentajes de cuarzo entre el 40 a 50% de feldespato entre el 15 al 20%, y los fragmentos de roca < 5%. La matriz es sericítica y la mica blanca es el accesorio más abundante, acompañado de circón, turmalina y sulfuros.

El conjunto de los tramos descritos sobre los conglomerados y dolomías inferiores, cuyas características se han descrito, se corresponde con depósitos de llanura de inundación ("flood plain"), con red de canales de tipo trenzado en los que la influencia tidal se manifiesta de forma esporádica (ripples de interferencia) en los cuerpos de relleno de canal.

La presencia constante de carbonatos, tanto a nivel de tramo como término superior de todas las secuencias, es indicativo de que estos depósitos se encuentran en relación directa con medios lacustres, por lo que el tramo carbonatado es atribuible a depósitos de playa-lake, y en las secuencias carbonato crecientes se tendría la representación de las facies de *sand flat-mud flat*-playa lake.

En el tramo de margas blancas que afloran al sur del Km 2 de la carretera de Puebla del Príncipe a Terrinches, se han tomado muestras para polen en las que se determina:

- La maduración de la materia orgánica es muy baja y la conservación de la exina es muy buena.

Contenido Palinológico

- Polen monosacado, bisacado, monosulcado y zonosulcado.
- Esporas monoletas y triletas, a menudo agrupadas formando tétradas.
- Fragmentos de cutículas y de vasos leñosos.

Esta muestra contiene una asociación bastante diversificada de polen de los tipos mencionados al principio y de esporas monoletas y triletas. Entre el polen domina la especie *Ovalipollis pseudoalatus*; mientras que entre las esporas *Aratrisporites* spp. es extraordinariamente importante. El conjunto de estos dos taxones es numéricamente más elevado que el resto de las especies.

Las especies encontradas son: *Triadispora plicata*, *Triadispora modesta*, *Samaropollenites speciosus*, *Sulcatisporites* sp., *Taeniaporites* sp., Monosacados indeterminados, *Ovalipollis pseudoalatus*, *Cycadopites* sp., *Partitisporites novimundanus*, *Camerosporites secatus*, *Duplicisporites granulatus*, Tétradas abundantes, *Aratrisporites* cf. *paenulatus*, *Aratrisporites saturni*, *Aratrisporites strigosus*, *Aratrisporites ovatus*, *Leptolepidites* sp., *Ciclogranisporites* sp., Esporas triletas indeterminadas, Tétradas indeterminadas.

La presencia de *Ovalipollis pseudoalatus*, *Camerosporites secatus*, *Partitisporites novimundanus* y *Duplicisporites granulatus*, junto con el resto de las especies encontradas conforman una asociación característica del Ladinense inferior.

Como observaciones de carácter paleoecológico puede reseñarse lo siguiente:

- La ausencia de acritarcos y de algas tasmanáceas sugiere una cuenca sedimentaria continental, o de transición sin comunicación efectiva con las corrientes oceánicas.
- Mayor abundancia y diversidad de las esporas triletas, aunque éstas siguen siendo componentes minoritarios de la asociación. Estas esporas proceden de pteridofitas, que en general requieren un ambiente húmedo o un nivel freático elevado. Dichas plantas podrían crecer en zonas encharcadas en las márgenes de un lago o en una llanura aluvial.

- La abundancia de tétradas de esporas, indica que las plantas que las producían se encontraban próximas a la cuenca sedimentaria, por lo que sufrieron un transporte muy corto ya que las tétradas tienden a disgregarse al ser liberadas de los esporangios.

Los datos palinológicos apuntan hacia un ambiente continental lacustre o palustre o bien una llanura aluvial.

Por tanto, la coincidencia de datos paleoecológicos y sedimentológicos es total, lo que, unido a la precisión cronológica aportada, concluye en una aportación de gran interés para el conocimiento del registro sedimentario triásico.

2.2.1.4. *Lutitas gris-verdoso, margas dolomíticas y dolomías arcillosas amarillentas (22). Muschelkalk Superior-Keuper*

Tiene afloramientos de buena calidad al sur de Puebla del Príncipe en el camino rural a la Ermita de Mairena.

La litología está representada en orden de mayor a menor importancia, por lutitas de color gris verdoso a veces con micronódulos de yeso fibroso, margas dolomíticas y dolomías arcillosas. El espesor de los niveles dolomíticos oscila entre 2 y 20 cm, aumentando en grosor hacia techo. En el tramo basal de la unidad, se observa un característico nivel de nódulos de yeso de hasta 10 cm de tamaño y de color rosado que, aunque de manera discontinua, se reencuentra en diversos puntos a veces bastante alejados entre sí.

Petrográficamente, los niveles de carbonatos inferiores son dolomicritas con fósiles (12-20%) y algo de cuarzo (2-6%). Los fósiles se encuentran fosfatizados y consisten en restos de placas de equinodermos y briozoarios con aspecto de rodados. Los niveles de carbonatos superiores, en cambio, son dolomicritas sin fósiles o con muy escasos fragmentos de restos fósiles fosfatizados.

En cuanto al paso de una unidad a otra, el cambio es transicional desde la unidad de lutitas rojo-violáceo y areniscas sobre las que se apoya.

Desde el punto de vista sedimentológico, la organización de la unidad consiste en una serie de secuencias carbonato-crecientes con predominio de margas hacia la base y culminadas por niveles centimétricos o decimétricos de carbonatos.

Respecto al ambiente sedimentario, y a juzgar por los resultados de los análisis de láminas delgadas, parece haber dos partes diferenciadas. Así, en tanto que la parte inferior correspondería a un ambiente de plataforma interna, la parte superior refleja un ambiente lacustre-salino. Estas dos partes están separadas, cuando existe, por el nivel de nódulos de yeso, ya citado anteriormente, el cual podría adquirir así un carácter como marcador de una eventual discontinuidad estratigráfica. En cualquier caso y de acuerdo con los datos anteriores, la evolución de abajo a arriba de la unidad sería transgresiva-regresiva.

En lámina delgada, los fósiles observados, situados en la parte inferior de la unidad, corresponden a escasos restos de lamelibranquios y placas de equinodermos.

Por otro lado, del análisis palinológico de las muestras recogidas en esta unidad se desprenden las siguientes observaciones de carácter paleoecológico: a) la presencia de acritarcos,

aunque escasa, indica un ambiente marino; b) la abundancia de polen, esporas y fragmentos de tejidos vegetales de procedencia continental nos indica un ambiente proximal y c) el predominio del polen de coníferas sobre las esporas indica que se trata de un clima árido, donde predomina la vegetación xerofítica.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, al menos la parte inferior de esta unidad es correlacionable con la unidad identificada como "Muschelkalk" por FERNÁNDEZ *et al.* (1994) en la zona de Hornos-Siles, cuyos datos bioestratigráficos (MÁRQUEZ *et al.*, 1986) permiten datarla como del Ladiniense superior. La parte superior de esta unidad podría pertenecer ya al Keuper (JEREZ, F. -en ENRESA, 1997-).

También, y desde el mismo punto de vista, al menos la mitad inferior de esta unidad se considera correlacionable con la "Formación Cañete" (LÓPEZ-GÓMEZ Y ARCHE, 1992a) y con el conjunto de las "Formaciones Tramacastilla y Royuela" (PÉREZ-ARLUCEA, 1992), pertenecientes al Muschelkalk Superior de la Cordillera Ibérica y atribuidas por dichos autores al Ladiniense superior.

Las muestras recogidas han suministrado las siguientes especies: *Triadispora plicata*, *Triadispora crassa*, *Alisporites* sp., *Striatites* sp., *Bisacados* indeterminados, *Heliosacus* sp., *Daughertispora chinleana*, Polen monosacado tipo A (sensu Besems 1982, sección de la Vegueta, Jaén, *Ovalipollis pseudoalatus*, *Kuglerina meieri*, *Staurosacites quadrifolius*, *Enzonalasporites vigens*, *Granuloperculatiipollis* sp., *Duplicisporites granulatus*, *Duplicisporites* sp., *Partitisporites novimundanus*, *Camerosporites secatus*, *Aratrisporites* sp., *Dictyophyllidites* sp., *Perotriletes* sp *Dictyotidium reticulatum*, *Mychrystridium* sp., *Patinasporites densus* y de *Vallasporites ignacii*, que definen una edad Ladiniense Medio a Karniense Inferior.

2.2.1.5. *Lutitas rojas con niveles de areniscas ("s") de grano medio a grueso blanco verdosas a rojizas (23). Facies Keuper*

Esta unidad aflora ampliamente en todo el ámbito septentrional de la Hoja, ocupando amplias áreas al este y noreste de Torre de Juan Abad a lo largo del valle del río Guadalén, con afloramientos espectaculares entre Puebla del Príncipe y La Almedina.

Su espesor promedio varía desde los 60 m en Puebla del Príncipe a 70 m en La Almedina.

En el sector suroriental, los carbonatos jurásicos de la Cobertera Tabular, descansan sobre esta unidad, en tanto que las series terciarias los recubren en las áreas noroccidentales entre La Almedina y Cózar.

Las facies litológicas predominantes son las lutitas; y, en segundo lugar, las areniscas. Además, la unidad presenta esporádicamente niveles de yesos y carbonatos, siempre de pequeño espesor (<20cm).

El paso desde la unidad anterior (lutitas gris verdoso, margas dolomíticas y dolomías arcillosas) a ésta, es, en apariencia, un cambio gradual, aunque aquí se ha considerado como constitutivo de la base de esta unidad el primer nivel de lutitas rojas que aparece por encima de la unidad anterior, de color predominantemente blanco.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, esta unidad es correlacionable con la suma de la

“Unidad lutítica con bancos de areniscas” de FERNÁNDEZ *et al.*, (1994), (incluida por este autor en el “Buntsandstein”), más lo que este mismo autor sí considera ya como unidad “K₁” (por correlación con la homónima de ORTÍ, 1974) del Keuper. Por tanto, la sucesión estratigráfica de esta unidad muestra grosso modo dos tramos litológicos; uno inferior predominantemente lutítico y el superior, en el que dentro de las lutitas se intercalan importantes cuerpos arenosos, y la relación arena/lutita está próxima a la unidad.

Se reconocen dos grupos de facies en esta unidad: a) areniscas en bancos potentes; y b) lutitas, carbonatos y areniscas en bancos finos.

Facies a

Son facies de areniscas en bancos potentes, a menudo, cartografiables (“s”), que se intercalan sobre todo en el tramo superior. Se presenta en dos tipos morfológicos: cuerpos lenticulares y cuerpos tabulares.

Los cuerpos lenticulares presentan una anchura de 30-40 m, un espesor entorno a 3 m. Presentan secuencias *fining-upward*, con una evolución de energía decreciente hacia techo (estratificación cruzada a laminación horizontal que pasa a laminación cruzada). Estos cuerpos corresponden al relleno de canales rectilíneos en condiciones de baja energía y con abundante carga en suspensión.

Los cuerpos tabulares se caracterizan por su gran continuidad lateral, a veces de orden kilométrico y espesor variable, con frecuencia en torno a 15 m. Presentan secuencias *fining-upward* típicas de relleno de canal. Las características de estos cuerpos sedimentarios reflejan una historia compleja caracterizada por numerosas etapas de erosión y depósito relacionadas con la actuación de cursos fluviales “*braided*”, inestables, con cauces amplios y relativamente poco profundos que cambiaban de posición a través del tiempo en una paleogeografía suave y libre de barreras topográficas.

Las areniscas son de tamaño de grano de arena fino a muy fino, con redondeamiento bueno en general, y también bien calibrado.

La petrografía de las areniscas indica que las mismas son de tipo arcósico, compuestas principalmente y por este orden, por granos de cuarzo (50%) y feldespato (10-15%), con una muy pequeña proporción de mica, fragmentos de roca y matriz, y con escaso cemento. Es de destacar la abundancia de minerales pesados concentrados en niveles, marcando la laminación.

Facies b

Esta facies (lutitas, carbonatos y areniscas en bancos finos), constituyen principalmente al tramo inferior, y los paquetes de siliciclásticos de grano fino dentro del tramo superior y representa a los depósitos de llanura de inundación.

Las capas de areniscas tienen un espesor inferior a 1 m y muestran una evolución en el tamaño de grano (arena media a limo) y en la estructura interna (laminación cruzada a laminación horizontal), que refleja una disminución de energía hacia el techo. Pertenecen a dos tipos: “*crevasses*”, cuando se acuñan rápidamente, y “*sheet flood*”, cuando presentan geometría tabular y son extensas. Su color varía desde el blanco verdoso al amarillento rosado.

Los niveles carbonatados tienen espesores en torno a 15 cm y gran continuidad lateral. En ellos se pueden diferenciar dos tipos de litofacies: calizas micríticas laminadas y niveles nodulosos.

Las calizas micríticas laminadas presentan porosidad fenestral, ostrácodos en algunos lugares, mallas de algas y grietas de desecación. En íntima asociación con estos niveles carbonatados se encuentran arcillas y limos calcáreos, estos últimos intensamente bioturbados y con *ripples* de oscilación. Corresponden a depósitos de lagos efímeros de la llanura de inundación con influencia esporádica de los desbordamientos de los canales.

Los niveles nodulosos son depósitos de tipo edáfico (caliches), bioturbados por raíces, con abundantes óxidos de hierro y manganeso.

Del análisis palinológico de una muestra recogida en la base de la unidad, en sectores limítrofes de esta Hoja con la nº 840 (Bienservida), se desprenden las siguientes observaciones de carácter paleoecológico: a) la presencia de acritarcos, aunque escasa, indica un ambiente marino; b) la gran diversidad de polen y la abundancia de *Aratrisporites* apuntan a un ambiente sedimentario en el que se produce mezcla de polen y esporas provenientes de distintos ambientes florísticos; c) las tasmanáceas y *Michystridium* proliferan tanto en ambientes oceánicos como en ambientes salobres, muchas veces a lagunas conectados al océano por canales mareales; y d) por otro lado, la presencia de tejidos vegetales de tamaño considerable indican que sufrieron un transporte corto y por lo tanto, debía existir una cubierta vegetal en las proximidades de la cuenca sedimentaria.

Todo lo anterior apunta a un ambiente sedimentario de transición, probablemente de manglar o de lagoon, para la base de esta unidad.

Esta unidad (o, al menos, el tramo inferior de la misma), es claramente correlacionable con la Formación K1 de ORTÍ (1973), para la cual se ha determinado, una edad Carniense, basado en estudios palinológicos (SOLÉ DE PORTA y ORTÍ, 1982; TORRES, 1989). La edad de estos materiales es corroborada por los estudios llevados a cabo en zonas colindantes (BESEMS, 1982), con la Hoja de Bienservida.

La muestra reseñada ha suministrado la siguiente asociación de polen, esporas y algas: *Triadispora plicata*, *Triadispora crassa*, *Lunatisporites* sp., Bisacados indeterminados, *Patinasporites densus*, *Pericolpopollenites elatoides*, Monosacados indeterminados, *Staurosacites quadrifolius*, *Ovalipollis pseudoalatus*, *Kuglerina meieri*, *Enzonasporites vigens*, *Partitisporites* cf. *densus*, *Partitisporites novimundanus*, *Duplicisporites granulatus*, *Duplicisporites verrucosus*, *Camerosporites secatus*, *Aratrisporites centratus*, *Aratrisporites saturni*, *Aratrisporites strigosus*, *Concentricisporites* sp., *Rugulatisporites* sp., *Cadargasporites verrucosus*, Tasmanaceas (pertenecientes al grupo de las Prasinoficeas), *Michystridium* sp.

La abundancia de polen del tipo zonosulcado, como *Partitisporites novimundanus*, *Duplicisporites granulatus*, *D. Vermucatus* y *Camerosporites secatus*; de *Enzonasporites vigens* y la presencia de *Patinasporites densus* son característicos del Karniense. La ausencia de *Vallasporites* y la rareza de *Patinasporites densus* sugiere que esta muestra tiene una edad Karniense inferior.

Finalmente es interesante destacar el hecho ya avanzado con anterioridad de que en todo el ámbito septentrional de la Hoja, esta unidad, considerada aquí como la base del Keuper, se apoya en numerosos puntos directamente sobre el Paleozoico, lo que sugiere que se trata de

una unidad más extensiva que las anteriormente depositadas.

2.2.1.6. *Areniscas de grano medio fino amarillentas (24). Keuper*

La unidad anteriormente descrita finaliza con un cuerpo de espesor métrico a decamétrico y extraordinaria continuidad lateral en el ámbito regional, de tal forma que en posición estratigráfica similar puede ser cartografiado desde el borde meridional de la plataforma carbonatada de Ossa de Montiel, al norte y oeste hacia los límites del Prebético al oeste y sur. El ancho de su expresión cartográfica ha debido ser, a menudo, ampliado al objeto de poder representarle.

Morfológicamente y, a pesar de su relativamente escasa potencia, es una unidad que, salvo excepción, se ubica fácilmente en el paisaje, destacando a menudo con un fuerte resalte sobre el conjunto de los niveles de areniscas pertenecientes a la unidad inferior.

La litología de la unidad es básicamente de areniscas con cemento carbonatado o mixto, carbonatado ferroso, con muy escasas intercalaciones de lutitas en láminas discontinuas.

Las areniscas son de tamaño de grano de arena fina a muy fina, con redondeamiento bueno en general y también bien calibrado.

La petrografía de las areniscas, en las muestras tomadas, indica que las mismas son de tipo arcósico, compuestas principalmente por granos de cuarzo (40%) y feldespato (7%). Es de destacar asimismo la abundancia de melanocratos concentrados en láminas. En lámina delgada se observa una sedimentación alternante, carbonatada y terrígena con cemento carbonatado y (ferroso).

Las areniscas presentan estratificación cruzada en surco de media escala y cruzada de gran escala y bajo ángulo, frecuentemente con set cuneiforme, generados por corrientes fluyendo en dos direcciones oblicuas. Hacia techo de la unidad el predominio es para la estratificación cruzada tabular (megaripples bedding) la laminación paralela y cruzada de ripples. Normalmente se observa una progresiva cementación carbonatada.

El ambiente sedimentario se interpreta como netamente fluvial con corrientes de tipo “braided”.

En las series realizadas, las medidas de paleocorrientes muestran una dispersión entre la NNE y E-Oeste del Cerro del Yesero (cota 984 m) en Puebla del Príncipe a la NE y ONO de La Almedina. El sentido de aportes prioritario al NE y ONO, respectivamente.

Esta unidad sería correlacionable en el ámbito regional con la “Unidad K₂” de ORTÍ, (1974) y de FERNÁNDEZ *et al.* (1994), que de acuerdo con estos últimos autores, constituye un buen nivel de correlación tanto a escala local como regional.

2.2.1.7. *Lutitas rojas y verdes con niveles de areniscas y yesos (25). Facies Keuper*

El afloramiento de esta unidad, paralelo y de extensión similar a la unidad anterior, constituye la mayor parte del ancho de la banda estrecha y sinuosa que se adosa, bajo el borde de los relieves jurásicos de la Cobertera Tabular en el sector nororiental de la Hoja.

El estudio de esta unidad resulta más dificultoso, que el de las unidades anteriores, ya que a las desfavorables condiciones topográficas (cota y/o pendiente elevada), se añade lo blando de su litología (predominante arcillosa) y su particular posición bajo el Jurásico. Todo ello deviene en que la expresión morfológica de esta unidad sea la de una zona de "rebaje de erosión" entre dos resaltes (el de las areniscas de la unidad anterior y el del Jurásico), cuya superficie suele encontrarse, por tanto, con abundantes derrubios y sometida a laboreo agrícola.

El espesor de esta unidad varía desde los 25 a 30 m en el entorno de Santa Cruz de los Cáñamos a los 35 m del Cerro del Yesero en Puebla del Príncipe.

En la litología de esta unidad predominan las lutitas rojas aunque con intercalaciones de areniscas y carbonatos, variables en número y espesor según los puntos y disminuyen en el sentido ascendente de la unidad. Sólo en determinados puntos intercalan niveles de yesos rojos y blancos en láminas, capas o nodulares, alternando con las arcillas rojas, sobre todo hacia la parte alta de la unidad. El tránsito con la unidad inferior es gradual.

En detalle esta unidad está constituida por la acumulación de una secuencia elemental de espesor decimétrico a centimétrico, que, cuando se muestra completa, tiene cuatro términos bien diferenciados y con contactos netos:

- a) Un término inferior constituido por areniscas de grano fino a muy fino, de color variable desde el verde a crema rojizo con estratificación cruzada plana tabular (megaripples bedding) a laminación paralela y cruzada de ripples en la mayoría de los casos. Normalmente muestra bioturbación intensa. Su constitución es de subarcosas con matriz sericítica abundante, mica blanca y cemento carbonatado.
- b) El término lutítico, en contacto neto, es el de mayor desarrollo. Por lo general, son lutitas rojas compactas con fractura concoide y algunos cristales de yeso rojo disperso.
- c) Sobre este término lutítico, puede encontrarse una microlaminación en la que se alternan láminas de lutita roja o verde y láminas de yeso fibroso blanco o rojo con textura en empalizada.
- d) El término superior de la secuencia es una lámina o capa de dolomicritas nodulosas grises o rosadas, con moldes de cristales disueltos y brechificación (colapso).

En el ciclo de facies de esta unidad, esta secuencia elemental, normalmente está incompleta, faltando sus términos c y d en los tramos basales y por el contrario, el término arenoso (a) no suele estar a partir de la aparición en la serie de los depósitos evaporíticos. Por tanto, el contexto general de la unidad es una megasecuencia grano y estratodecreciente (C.U.S.) y carbonato creciente.

El ambiente sedimentario de esta unidad correspondería a una llanura de inundación pasando distalmente a una llanura lutítica costera. Hacia techo, habría un cambio gradual hacia un ambiente de tipo "*sabkha*" donde se depositarían los yesos nodulares rojos y blancos.

Desde el punto de vista secuencial, si se considera la evolución vertical de esta unidad, conjuntamente con la de la anterior, se pone claramente de manifiesto un dispositivo transgresivo.

Esta unidad se identifica, dentro del ámbito regional, con la "Unidad K3" y base de la "Unidad

K₄", ORTÍ, (op.cit.), FERNÁNDEZ et al. (op. cit.), a las cuales se les asigna una edad Carniense.

2.2.2. Jurásico

Los afloramientos de los materiales atribuidos al Jurásico se restringen al sector nororiental de la Hoja entre Puebla del Príncipe y Santa Cruz de los Cáñamos, y se encuentran en contacto concordante sobre el Triásico de "Facies Keuper".

En el ámbito regional se precisa como hecho probable el que la parte basal de lo que se define como Jurásico pertenezca en realidad al Triásico superior (Retiense).

2.2.2.1. *Dolomías bien estratificadas, dolomías masivas carniolares y calizas dolomíticas (26). Lías Inferior*

Las series realizadas en las canteras del Yesero (984) en Puebla del Príncipe y en Santa Cruz de los Cáñamos, son las de referencia en el ámbito de la Hoja, ya que normalmente el afloramiento de estos materiales es de muy mala calidad, lo que dificulta en gran medida la cartografía de las unidades diferenciadas.

En principio, es de reseñar que resulta difícil constatar la verdadera naturaleza de la base de la unidad.

En los escasos lugares donde se ha podido realizar alguna observación más detallada sobre la naturaleza litológica de dicho tramo transicional (canteras de Santa Cruz de los Cáñamos), la litología corresponde a dolomías (dolomicritas) bien estratificadas de color gris verdoso a amarillento rosado, con yeso en micrónúculos e intercalaciones arcillosas.

El espesor de esta unidad es bastante uniforme en la Cobertera Tabular, donde normalmente varía de 20 a 35 m.

Litológicamente la unidad está compuesta por dolomías bien estratificadas, dolomías masivas carniolares, dolomías brechoides y calizas dolomíticas, con escasas intercalaciones de lutitas.

La facies carbonatadas se organizan en secuencias de somerización "*shallowing upward*", JAMES, N.P. (1980) de espesor métrico en las que se diferencian, normalmente cuatro términos:

- A- Dolomicritas en capas centi a decimétricas con intercapas de margas, margas dolomíticas. Los aloquímicos son relativamente abundantes, aunque normalmente no pueden identificarse.
- B- Dolomías en bancos a masivas con grano grueso y color gris rojizo. En algunos puntos pueden tener estratificación cruzada plana de bajo ángulo, cruzada en surco de media escala. La recristalización ha borrado cualquier posibilidad de identificar los aloquímicos.
- C- Capas centimétricas de dolomías amarillentas con laminación paralela, posiblemente de origen algal (*algal mats*) y abundante porosidad fenestral.
- D- Dolomías amarillentas masivas con moldes de cristales, en capas o bancos con estratificación difusa a masivas. Lateralmente pasan a brechas de cantos (brechas de colapso).

Los intensos procesos diagenéticos que afectan a estos sedimentos, recristalización, dolomitización secundaria y dedolomitización, redundan en la extrema dificultad de identificar los componentes aloquímicos de estos materiales y por tanto, de precisar su cronología y correlación. De esta manera han sido los conjuntos litológicos (megasecuencias y ciclos de facies) los que, en general, han sido utilizados como criterio de separación cartográfico.

Esta unidad se estructura como la agradación vertical de estas secuencias de somerización, constituyen a su vez un ciclo de facies estrato creciente en el que las secuencias de muro a techo de la unidad disminuyen o pierden progresivamente los términos A y C, en tanto que se desarrollan el B y D.

En lámina delgada los escasos restos fósiles observados corresponden a moluscos, equinodermos y dudosas espículas de esponjas.

La ausencia de fósiles clasificables dentro de la unidad no permite una datación precisa de la misma. Su posición estratigráfica sobre el Keuper (Carniense-Trías superior-) y otros anteriores de correlación a nivel regional permiten atribuirle una edad de Lías inferior.

2.2.2.2. *Margas verdes y violáceas, dolomías amarillentas, dolomías brechoides y calizas de algas (27). Lías Inferior-Medio*

Sobre la unidad carbonatada anteriormente descrita, se tiene una serie constituida por margas policolores verdes a violáceas, alternando con capas a bancos de dolomías carniolares amarillentas y brechoides. En algunos puntos se ha constatado la presencia de dolomicritas con oncoides centimétricos y dolomicritas con clastos negros.

El espesor de esta unidad es en este sector muy variable, con valores entre los 10 y los 30 m, aunque sus afloramientos suelen ser de tan mala calidad que es dificultoso tomar medidas precisas.

Las facies descritas no tienen aparentemente una organización secuencial clara. En los mejores afloramientos parece evidenciarse un predominio de las margas (dolomicritas y lutitas carbonatadas), policolores en los tramos inferiores de la serie con escasas capas de carbonatos diversos intercalados. Es en este paquete donde suelen encontrarse las calizas dismicríticas con oncoides y las dolomicritas con clastos negros dispersos.

El tramo superior de esta unidad tiene escasas intercalaciones de margas y de facies predominante con dolomías amarillentas a rojizas brechificadas y masivas.

Las características de estos materiales son propias de depósitos supramareales en llanura micro-mareal, en la que las margas, calizas de oncolitos y calizas de clastos negros serían las facies transicionales marino continentales (mud-flat superior) de la interfase agua dulce (oncolitos, clastos negros) y las brechas de colapso el término supramareal s.str. carbonatado y evaporítico.

Respecto a la unidad infrayacente, sería una megasecuencia de carácter regresivo completando entre ambas un ciclo transgresivo-regresivo.

Las muestras estudiadas no han proporcionado fauna clasificable, y por tanto, su cronología se da a título tentativo en razón de la correlación con unidades similares datadas en Hojas próximas (nº 840 y nº 787).

2.2.2.3. Dolomías y calizas bien estratificadas, brechoides hacia la base y calizas intraclásticas (28). Lías Medio-Superior

Como en las unidades anteriores, estos sedimentos han sido estudiados en las series las Canteras de Santa Cruz de los Cáñamos.

El paso entre la unidad anterior friable y ésta muy compacta, supone un cambio muy brusco de comportamiento ante los agentes erosivos que redunda en una morfología diferencial de escarpes verticales para estos carbonatos.

Son muy escasas las localidades en las que los procesos diagenéticos y postdiagenéticos no han modificado sustancialmente el sedimento original, y por tanto, donde puede establecerse un análisis de facies y tipos secuencias fiables.

En estas series, existe una coincidencia casi exacta en cuanto a su composición litoestratigráfica. En síntesis, pueden distinguirse tres tramos:

- El inferior, constituido por dolomicritas y mudstone dolomitizadas en bancos a capas, con estratificación de masiva a difusa. Tienen láminas discontinuas de margas grises en las intercapas, techos de capa ondulados con perforaciones y costras ferruginosas parcialmente nodulizadas. Todo el tramo muestra una porosidad fenestral abundante.
- El tramo intermedio es una sucesión de wackestone y mudstone con fósiles en capas decimétricas (30 a 80 cm) en secuencias estratocrecientes. En alguna de estas secuencias la base corresponde a una o varias capas de packstone crema, gradadas con estructura "hummocky" en capas de 20 a 30 cm, a veces amalgamadas y el techo suele ser un banco de mudstone dismicrítica, gris amarillenta con manchas rojizas. Cuando como ocurre en el entorno de Ruidera, la dolomitización es intensa, este tramo son dolomías grises a blanco marmóreas, muy bien estratificadas y con abundantes sombras de aloquímicos.
- El tramo superior cuando ha sido respectado por el sistema erosivo de Ossa de Montiel, son de nuevo dolomías grises en capas decimétricas que intercalan capas de brechas de colapso con las que normalmente finalizan las series de referencia citadas.

En la evolución vertical de la unidad se pasa de depósitos intra y supramareales en llanura mareal carbonatada y evaporítica de baja energía en el tramo inferior y superior, a facies submareales de mayor energía con secuencias tempestíticas de grano medio grueso intercaladas. El ciclo de facies podría atribuirse a sistema de lagoons con un cierre externo poco efectivo.

En la Cobertera Tabular, tanto en las series de Santa Cruz de los Cáñamos como en áreas próximas, esta unidad es la única que ha proporcionado datos paleontológicos suficientes como para poder dar una cierta precisión cronológica a las unidades cartográficas diferenciadas.

En las muestras recogidas se han determinado: *Frondicularia* sp., *Lingulina* gr. *pupa-tenera*, *Ophthalmidiidos*, *Lituolidos*, *Lamelibranchios*, *Equinodermos*, *Gasterópodos*, *Ostrácodos*, *Espículas de esponjas* y *Filamentos* (escasos), que permiten atribuir una edad Lías Superior-Dogger, probablemente Lías Superior dada la ausencia de las litofacies con filamentos abundantes propias del Dogger s.str. en el ámbito cuencal.

2.3. Terciario

En el área de la Hoja, los materiales atribuidos al Terciario, ocupan extensas superficies con sedimentos de carácter continental.

Los afloramientos cartografiados y las series realizadas son indicativos de la existencia de un surco de depósito situado al norte de los afloramientos paleozoicos de Torre de Juan Abad-La Almedina. La cartografía de las unidades diferenciadas y su evolución sedimentaria, indica una disposición geométrica de estas cuencas con depocentros en direcciones N70°E migrando en sentido suroeste.

2.3.1. Conglomerados, arenas con grava, limos, arcillas (29). Mioceno Superior

En el ámbito de esta Hoja, en discordancia sobre los materiales del Paleozoico y especialmente del Triásico, se tiene un paquete de sedimentos de constitución compleja en el que de muro a techo, se pasa de facies conglomeráticas a lutítico-margosas de color ocre.

No se han localizado buenos afloramientos de esta unidad que permitan una descripción detallada.

Las observaciones puntuales permiten precisar que el tramo basal de la unidad, son conglomerados polimícticos, matriz soportados y arenas con grava. Los cantos son esencialmente de cuarcita y cuarzo con calizas, areniscas y pizarras en menor proporción. La matriz areno-lutítica es abundante y salvo escasos puntos en los que se observan cementaciones carbonatadas en nódulos o masas irregulares, lo normal es que estos detríticos gruesos no sobrepasa el metro, por lo que no ha sido separado cartográficamente.

Sobre estos conglomerados se tienen una alternancia de arenas, limos y lutitas en las que difícilmente se ven estructuras sedimentarias y ordenación de facies. En alguna capa de arena se ha podido observar bases erosivas y cierta gradación positiva, así como pequeños cuerpos de arenas con grava y morfología de relleno de canal en los paquetes de lutitas.

El color generalizado de esta unidad es de marrón rojizo a crema claro (ocre). Su espesor varía desde los 3 a 4 m en el sector nororiental (La Almedina), a 10 m en el sector suroccidental (Cortijo de Guadianeja).

2.3.2. Calizas micríticas, calizas oncolíticas con sílex, caliza de gasterópodos y margas grises (30). Mioceno Superior

Esta facies litológica es común a ambas cuencas o surcos de sedimentación. En el sector al sur de Sierra de Alhambra (Alhambra-Alcubillas), las secuencias carbonatocrecientes finalizan con un paquete de calizas micríticas de orden métrico (1 a 2 m), cuya observación es muy difícil, ya que el terreno ha sido modificado, en algún caso, profundamente por los cultivos de la vid.

En esta Hoja, desde La Almedina hasta el Cortijo de la Guadianeja, los afloramientos de estos carbonatos son múltiples y de buena calidad. Son reseñables las series aflorantes en ambos márgenes del Arroyo de la Vega, en el Km 21 de la carretera local de Torrenueva a Torre de Juan Abad.

En este sector, los carbonatos superiores tienen espesores entre 2 m y 10 m en la Ermita de la Vega.

La facies característica de esta unidad son las calizas de gasterópodos. Son mudstone arcilloso decimétricos y wackestone dismicríticos con gasterópodos en capas decimétricas a bancos. Algunas capas son de color casi negro con materia orgánica muy abundante.

Las calizas alternan con capas o tramos de margas grises, nodulosas con escasos restos vegetales carbonizados y gasterópodos dispersos. La bioturbación es, en algún caso, intensa.

Las estructuras en secuencias marga-caliza, en las que hacia techo el término margoso va disminuyendo hasta convertirse en una lámina intercapas, en tanto que las capas carbonatadas pasan a bancos con aspecto masivo.

Las muestras estudiadas dan un contenido en Moluscos, Ostrácodos, Algas (Charofitas, entre otras), que no precisan cronología. Se le atribuye una edad Mioceno Superior por correlación en el ámbito regional.

Dentro del área de esta Hoja no se han observado depósitos salinos en el registro sedimentario atribuido al Terciario, por tanto, se trataría de un sistema lacustre dulceacuícola, en el que las calizas de gasterópodos son los depósitos del momento con mayor lámina de agua y menor actividad de los sistemas clásticos de borde de cuenca. Este período de mayor inundación ocasiona que en algún punto, las calizas de gasterópodos reposan directamente sobre las series triásicas y paleozoicas.

2.4. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios ofrecen gran variedad, pero su representación superficial no es demasiado importante. Fondos de valle, terrazas, glaciares, conos de deyección, fondos endorréicos y coluviones son algunos de las formaciones más características. Hay que añadir las arcillas de descalcificación que aparecen sobre la Superficie de Ossa de Montiel y sobre el techo carbonatado del Terciario, cuya edad puede remontarse hasta el Mioceno superior, y las alteraciones arcillosas rojas sobre el Paleozoico. La descripción se realizará en orden a su edad, empezando por los sedimentos más antiguos.

2.4.1. Arcillas y limos rojos (alteraciones) (31)

Se trata de la alteración sobre los materiales paleozoicos, caracterizada por un enriquecimiento en arcillas, pero con cierto contenido limoso. El color rojo intenso se debe a la oxidación del hierro. Los procesos erosivos han provocado su disgregación y coluvionamiento alrededor del paraje de la Cabañuela encubriendo los materiales subyacentes. La potencia varía desde pocos centímetros hasta 2 metros. Con relación a la cronología, se la ha dado una edad muy amplia Terciario-actualidad porque se ha incluido, no sólo la alteración sino también sus derrames.

2.4.2. Arcillas de descalcificación ("Terra Rossa") (32)

Las arcillas de descalcificación se desarrollan sobre las dolomías y carniolas del Lías y sobre las calizas micríticas y oncolíticas del Terciario. Son muy frecuentes debido a que las características litológicas de la zona favorecen los procesos de disolución. Aunque en la cartografía geo-

morfológica sólo se han diferenciado las arcillas que tapizan el fondo de las dolinas, la realidad es que este material es mucho más abundante pues aparece rellenando huecos, grietas, fracturas, tubos y el fondo de algunas grutas. Las arcillas de descalcificación o “terra rossa” se caracterizan principalmente por su color rojo oscuro o rojo vinoso y, aunque se denominen así, suelen tener un cierto contenido en limos y arenas. En el fondo de las dolinas suelen aparecer, además, algunos fragmentos de dolomías, procedentes de la erosión de los escarpes. La potencia de estos sedimentos varía desde pocos centímetros a 2 metros. Dada la dificultad para datar estos materiales, se les ha asignado una cronología amplia, porque es muy posible, dada la edad de la Superficie de Ossa de Montiel, que esta edad pueda remontarse hasta el Mioceno superior.

2.4.3. Gravas, cantos, bloques, arenas y arcillas (glacis) (33)

En esta Hoja, los glacis de mayor tamaño se desarrollan en la esquina noroeste, a favor de los relieves paleozoicos, pero también se pueden encontrar otros glacis más al sur, en la margen izquierda del río Guadalén y al este de la localidad de Puebla del Príncipe. Los primeros, al igual que algunos coluviones se disponen en forma de aureola, al pie de los relieves, solapándose lateralmente, por lo que dan lugar a una franja continua de sedimentos. Algunos de ellos son de gran desarrollo y pueden llegar a medir algo más de 2 Km de largo. El resto de los glacis cartografiados, tanto los próximos al paraje de La Cabañuela, como los que se encuentran más al sur, consisten en formas aisladas, de tamaños comprendidos entre uno y dos kilómetros cuadrados. El perfil longitudinal de todos ellos es plano-convexo y se muestran descendiendo suavemente desde las zonas medias de las laderas hasta casi alcanzar los valles. La potencia es variable de unos lugares a otros, variando incluso dentro del mismo depósito pues, al igual que en los conos de deyección, la potencia disminuye hacia las zonas distales, pudiendo tener entre 2 y 6 m. Los cantos son subangulosos, muy poco evolucionados por tener el área madre tan próxima. Con respecto a la edad, se han situado en el Pleistoceno pues aparecen situados en las laderas, pero desconectados, por lo general del sistema fluvial actual.

2.4.4. Bloques, cantos, gravas y arcillas (coluviones) (34)

Son bastante abundantes y, a veces, alcanzan un gran desarrollo. La observación de la cartografía geomorfológica nos muestra como este tipo de formas se desarrolla mayoritariamente sobre las pequeñas sierras paleozoicas disponiéndose alrededor de las mismas a modo de orla. Otros ejemplos se encuentran en el valle del río Guadalén con morfologías alargadas y paralelos al cauce. Están formados por bloques, cantos, gravas y arcillas, pero pueden diferenciarse dos tipos de depósitos, debido a la acusada diferencia litológica y textural de las áreas madre. Dentro del primer grupo se incluyen los productos provenientes de los materiales paleozoicos de las pequeñas sierras que atraviesan la hoja. En éstos, la litología de los clastos queda determinada por los materiales existentes en la parte superior de la ladera, pero es frecuente encontrar cuarcitas y pizarras en bloques de diferentes tamaños y con una matriz arcillosa muy roja, producto de la alteración de dichos materiales. El segundo tipo de coluviones es el que deriva de los materiales jurásicos y triásicos por lo que en este caso los clastos son fundamentalmente dolomías, carniolas, calizas y algunas areniscas. La matriz, es muy abundante, mientras que el tamaño de los clastos es mucho menor que en los anteriores. En cuanto a la potencia, varía según los casos, pero puede establecerse de 2 a 5 m. Estos últimos es frecuente encontrarlos en las laderas del río Guadalén y de los arroyos Oregón y de la Vega. La edad para unos y otros es Pleistoceno superior-Holoceno.

2.4.5. Gravas, cantos, arenas y limos (terrazas) (35)

Sólo se encuentran en el valle del río Guadalén, al norte y al oeste de Villamanrique. Su morfología es alargada, en bandas paralelas al cauce. El techo es plano y ofrecen escarpes bien conservados. La altura sobre el "talweg" actual es de +2-3 m. Están formadas por gravas, cantos, arenas y limos de diversa litología y muestran algunas estructuras sedimentarias propias del medio fluvial. Ofrecen casi las mismas características que el aluvial del río Guadalén, pues es en el valle de este río donde se desarrollan. Los clastos tienen naturaleza carbonatada, en su mayoría, porque proceden de la Plataforma de Campo de Montiel, pero el río Guadalén en su decurso, atraviesa materiales paleozoicos por lo que también incorpora cuarcitas, areniscas, algunas pizarras y, ocasionalmente, cuarzos. La matriz es arenoso-limosa de color pardo rojizo. El tamaño medio de los cantos es de 4-7 cm y el máximo, observado en campo, es de 30 cm. Por lo general el grado de redondeamiento es bueno, pero hay una cierta tendencia al aplanamiento. La potencia calculada es de 3-4 m, aunque no se ha observado ningún corte totalmente limpio. La edad que se le asigna es Pleistoceno superior pero no se descarta la posibilidad de que pueda llegar hasta el Holoceno.

2.4.6. Limos y arcillas grises con cantos (fondos endorréicos) (36)

Aparecen en el fondo de algunas dolinas debido a la impermeabilidad que adquiere el fondo de las mismas por acumulación de arcillas de descalcificación. Los sedimentos resultantes son limos y arcillas grises y no es raro observar la presencia de cantos dolomíticos y carbonatados que proceden de la erosión de los escarpes. A techo de estos depósitos, se desarrollan suelos vérticos de color gris oscuro. Su funcionalidad hace pensar en una edad reciente para ellos, por lo que se han atribuido al Holoceno.

2.4.7. Cantos, gravas, arenas y arcillas (conos de deyección) (37)

Los conos de deyección aparecen en la desembocadura de algunos ríos cuando alcanzan un valle de rango mayor. Son muy escasos, de pequeño tamaño y aparecen de forma aislada en el valle del río Guadalén. Presentan la típica forma de abanico y una clara convexidad, tanto en su perfil transversal como longitudinal. Están constituidos por cantos, gravas, arenas y arcillas. Los materiales de que se alimentan son areniscas, cuarcitas, pizarras y calizas. El tamaño de los clastos es muy variable pues cambia dentro del mismo depósito, disminuyendo considerablemente desde la zona apical a la distal. Con la potencia sucede lo mismo, pues también disminuye en el mismo sentido pero, en la zona de máxima acumulación, puede llegar a tener 5-7 m. La edad de estos conos es Pleistoceno superior.

2.4.8. Cantos, gravas, bloques, arenas y limos (fondos de valle) (38)

Los fondos de valle se distribuyen por toda la superficie de la hoja con formas estrechas alargadas y serpenteantes aunque, a veces, adquieren trazados bastante rectos debido a la linealidad de sus cauces. Destacan los del río Guadalén que alcanza, en ciertos puntos, 500 m. de ancho, y los de los arroyos del Buey, de los Campillos, de la Vega, de la Cañada, de Oregón, de Santa María y de las Huertas. Están formados por cantos, gravas, bloques, arenas y limos. Los depósitos aluviales cuyo origen es la Plataforma de Campo de Montiel, como el del río Guadalén, tienen la litología de sus elementos gruesos de naturaleza carbonatada: dolomías micríticas, dolomías brechoides, dolomías carniolares y calizas dolomíticas. También incorpora algunas areniscas, arrancadas de las intercalaciones detríticas del Trías. La matriz es arenoso-limosa roja y el tamaño de los cantos varía de unos cursos a otros, pero lo más

frecuente es observar que oscila entre 4 y 7 cm, con tamaños máximos observados de 30 cm. El grado de redondeamiento varía entre subanguloso y subredondeado, con cierta tendencia al alargamiento de uno de sus ejes. Por lo que se refiere a los fondos de valle que se alimentan de los relieves paleozoicos, se caracterizan por contener como elementos gruesos: cuarcitas, areniscas, pizarras y, rara vez, calizas. La matriz es arenoso-arcillosa con algo de limo. El tamaño de los cantos es algo mayor que en los anteriores y presentan un menor grado de redondeamiento y de esfericidad. El máximo tamaño, observado en el campo, supera los 30 cm y la potencia no es fácilmente visible en ningún caso pero, por lo observado en áreas próximas, debe oscilar entre 3 y 5 m. La edad asignada a estos depósitos es Holoceno por estar relacionados con la última etapa de la evolución de la red de drenaje.

3. PETROLOGÍA

3.1. ROCAS FILONIANAS

En esta Hoja se han diferenciado tres tipos de rocas filonianas, asociadas a las fracturas tardihercínicas de las que en esta zona se describirán en el capítulo de tectónica cuatro familias, cada una de ellas con un abanico de direcciones que pueden resumirse como sigue:

- Fracturas asociadas a la segunda etapa de deformación hercínica con direcciones entre N70° a N90°E. Se subdividen en dos grupos: cabalgamientos con vergencia S y fracturas antitéticas normales hacia el N. Son fracturas que forman corredores uniéndose lateralmente con recorridos plurikilométricos. En esta Hoja prácticamente todas las fracturas de esta familia, especialmente la de componente normal, llevan rellenos de cuarzo con espesores hasta decamétricos. Esta actividad hidrotermal, puntualmente va acompañada de mineralizaciones del tipo BPG.
- Otro sistema es la familia con dirección N120°E que suele llevar asociados brechas de falla de ondas métricas con cantos de cuarzo asociado.
- Una tercera familia la constituye el sistema de fracturación conjugado NNO-SSE/NNE-SSO, descrito ampliamente por numerosos autores en el ámbito de la Z.C.I. Este sistema es posterior a las deformaciones anteriores. Ligado a este sistema hay una actividad hidrotermal de baja temperatura que suele rellenar las fracturas de dirección NE-SO con cuarzo y mineralizaciones dispersas de sulfuros.

La última familia, la constituye las fracturas normales de dirección N-S, relacionadas con el sistema anterior como fracturas tensionales, y que suelen dar importantes saltos en cartografía.

3.1.1. Rocas básicas (1)

En el ámbito meridional de esta Hoja se han localizado dos afloramientos de tamaño reducido de rocas básicas.

Uno de ellos se encuentra a la altura del Km 6,800 de la carretera comarcal de Villamanrique a Venta de los Santos. Se trata de un afloramiento muy pequeño y de mala calidad, con rocas alteradas en las que no se ha podido establecer con precisión la geometría del cuerpo filoniano, en relación con las alternancias de areniscas y pizarras de los Bancos Mixtos en los que encaja.

El otro afloramiento de extensión algo mayor se ubica en el Arroyo de la Grulla en el sector suroriental, en este caso sí puede establecerse que son rocas básicas asociadas a una fractura de dirección N15°E (NNE-SSO).

En los afloramientos reseñados, estas rocas en corte fresco, muestran un color oscuro, generalmente verde oscuro, y cuando se alteran dan lugar a los típicos bolos redondeados de tamaño decimétrico con estructura en cáscara de cebolla.

En los diques de mayor espesor, como el citado afloramiento de la carretera, es fácil observar una zonación simétrica desde sus bordes hacia el centro. En sus bordes, el tamaño de grano es fino, no porfídico, en tanto que en su parte central, presenta textura holocristalina de grano medio y porfídica con fenocristales de plagioclasa idiomorfa. Estos fenocristales muestran cierta tendencia fluidal con dirección subparalela a las del propio dique.

En lámina delgada, la textura observada es holocristalina, inequigranular de grano medio y microporfídica.

Los minerales principales son plagioclasa y piroxeno, y como secundarios, clorita, calcita y opacos.

En la plagioclasa se observan varios tipos o generaciones. Cristales de hábito euhedral en macla polisintética con zonación concéntrica normal; fenocristales con esta misma macla en cristales, aislados o en agregados con crecimientos en sinneusis, y finalmente, plagioclasa de carácter intersticial con hábito anhedral.

Todos estos tipos sufren importantes procesos de alteración que enmascaran las características originales. Esta alteración da lugar a agregados de sericita, junto a calcita y más raramente, minerales del grupo de la epidota.

El piroxeno se presenta en cristales de hábito anhedral a subhedral de grano medio y, esencialmente, es clinopiroxeno (augita). Muestran procesos de retrogradación con orlas de anfíbol actinolítico y minerales opacos.

3.1.2. Pórfido granítico (2)

El único afloramiento de estos materiales se ha localizado en una poza destinada a abreviar el ganado, situada al norte de la Casa de Tejoneras, en el sector centro occidental de esta Hoja.

Los materiales muy alterados que se han extraído en la construcción de esta poza son rocas de aspecto leucocrático con tamaño de grano fino a medio y textura porfídica, marcada por fenocristales de cuarzo, plagioclasa y más escasos, máficos, esencialmente, biotita. Estos fenocristales tienen tamaño de 2 a 3 mm con hábito subidiomorfo a idiomorfo. En algún fragmento se han observado abundantes cristales idiomorfos de apatito de tamaño similar o algo mayor que los fenocristales descritos.

No ha sido posible realizar una lámina delgada de estos materiales, por lo que sólo pueden reseñarse sus características macroscópicas.

La posición de este afloramiento coincide con la fractura de Torre de Juan Abad con dirección aproximada Este-Oeste.

3.1.3. Cuarzo (3)

Prácticamente todo el grupo de fracturas con dirección variable entre N70°E a N90°E, entre las que cabe destacar las denominadas Higuera, Castillo Montizón, Calerilla, etc., tienen diques de cuarzo asociados de espesores decimétricos a métricos. Los diques que se localizan al oeste del Cortijo de la Higuera y en el río Guadalén, al sur del Castillo de Montizón y el vértice La Calerilla (nº 867), son reseñables tanto por su espesor como por su continuidad lateral.

En todos los casos se trata del relleno hidrotermal de estas fracturas con cuarzo lechoso en el que puede observarse alguna pequeña geoda y sin tectonización aparente.

El único indicio minero ligado a estos filones de cuarzo se ubica en la Casa de Cobertigas, al sur del vértice Calerillas, donde se ha localizado una pequeña labor minera. El filón, con dirección N90°E, muestra un relleno de cuarzo con abundantes sulfuros (galena y pirita). Sería por tanto, incluíble como mineralización del tipo Ba (Pb-Zn-Cu-Ag) en filones hidrotermales que rellenan estas fracturas tardihercínicas, y por su localización geográfica, posiblemente el más septentrional de estos indicios en la Zona Surcentroibérica oriental.

3.2. METAMORFISMO

El metamorfismo que presentan los materiales paleozoicos de esta Hoja, se ha originado en la Orogenia Hercínica. Se trata de un metamorfismo regional de grado muy bajo, zona de la clorita, sincinemático con la primera fase hercínica.

Aunque el metamorfismo está generalizado en toda la zona, hay muy poca blastesis, en las pelitas se observa fundamentalmente orientación de las micas blancas, y en las areniscas texturas de recristalización del cuarzo. CHARPENTIER (1976), estudiando la cristalinidad de la illita, en La Carolina, concluye que el metamorfismo es de grado muy bajo, situándose en el límite de la anquizona-epizona, esto permite suponer que la parte septentrional de la Hoja, con menos deformación, se encuentra en la anquizona.

Una de las características de las rocas pelíticas en el metamorfismo de grado muy bajo es que no muestran cambios significativos en su composición química. La persistencia de los minerales sedimentarios y los recrecimientos de los minerales previos, no hacen posible diferenciar, por el estudio de láminas delgadas subzonas de metamorfismo.

4. TECTÓNICA

4.1. INTRODUCCIÓN

Esta Hoja geológica se ha realizado junto con otras cinco abarcando todo el extremo suroccidental del paleozoico de la Meseta. El área de estudio se extiende por las esquinas suroccidental y suroccidental de las provincias de Ciudad Real y Albacete respectivamente, y por el extremo noroccidental de la Provincia de Jaén

Desde el punto de vista geológico el sector estudiado comprende materiales paleozoicos, mesozoicos del Prebético así como de la Cobertera Tabular, y cenozoicos de la Llanura Manchega. El Paleozoico pertenece a la Zona Centroibérica meridional, en el sentido de JULIVERT *et al.* (1972), en el dominio de los Pliegues Verticales de DÍEZ BALDA *et al.*, (1990) o

bien en la subzona Lusooriental-Alcúdica en el sentido de LOTZE (1945); correspondientes al segmento hercínico de la Península Ibérica.

A menor escala, en la Hoja de Torre de Juan Abad afloran tres conjuntos geológicos: los materiales paleozoicos, los mesozoicos (Triás y Jurásico) de la Cobertera Tabular, discordantes sobre los anteriores y deformados sólo por una tectónica de fractura, y los cenozoicos de la Llanura Manchega, discordantes sobre todos los anteriores.

Litológicamente aparecen representados materiales sedimentarios moderadamente deformados, casi exclusivamente terrígenos, que abarcan en edad desde el Ordovícico inferior al Terciario superior.

La configuración estructural de los materiales paleozoicos de la zona es el resultado de varias fases de deformación, principalmente compresivas, de las cuales las más importantes corresponden a la Orogenia Hercínica. De menor importancia son las deformaciones posteriores, 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. 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.

La segunda fase da lugar, en la Hoja de Venta de los Santos (nº 864), a una superficie de despegue relacionada con un episodio extensional, que da lugar a una ancha zona de cizalla con metamorfismo de grado medio en el autóctono, en esta Hoja está representada por un corredor de fractura (Castillo de Montizón-Zahora). La tercera fase es una compresión suave en régimen dúctil sin metamorfismo. Y las etapas posteriores son de fracturación.

La Zona Centroibérica (ZCI) del Macizo Hespérico fue definida por JULIVERT *et al.* (1972) como síntesis de las Zonas Galaico-castellana y Luso oriental-alcúdica de LOTZE (1945), dado que, a pesar de que hay diferencias estratigráficas y tectónicas entre ellas, ambas se consideran actualmente como el autóctono del Macizo Ibérico, que presenta características tectosedimentarias de margen pasivo, representando parte de las plataformas que se extendían por el norte de Gondwana. Esta última coincide con la Zona Centroibérica meridional de SAN JOSÉ *et al.* (1992)

El Macizo Ibérico es el afloramiento más occidental y extenso de la Cadena Orogénica Hercínica cuyo rasgo más característico es su morfología arqueada que se extiende por Europa occidental conformando el Arco Ibero-Armoricano.

En la hipótesis propuesta por RIBEIRO *et al.* (1987,1990) y QUESADA (1989, 1990b, 1991, 1992), que ha sido recogida por KEPPIE y DALLMEYER (1989) en su mapa tectónico de los orógenos paleozoicos circum-atlánticos, el Macizo Ibérico se interpreta como el resultado de la acreción sucesiva de terrenos exóticos a un núcleo continental inicial (Terreno Autóctono Ibérico), con afinidades africanas occidentales.

Este proceso de acreción se produce durante las orogenias Pan-africana/Cadomiense y Hercínica. En la primera, se produce la subducción/colisión entre las zonas de Ossa-Morena y

la Zona Centro-Ibérica (de LOTZE 1945), y está representada en el Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba, exhumada por la reactivación hercínica de la banda de cizalla del mismo nombre (QUESADA, 1990; ÁBALOS, 1991,1992; EGUILUZ y ÁBALOS, 1992).

En la Orogenia Hercínica, y concretamente en su fase principal Devono-Carbonífero inferior se produce la acreción de los complejos metamórficos de Galicia-Tras-os-Montes, la unidad de Pulo do Lobo y la ZSP. Aunque la estratigrafía y tectónica no son correlacionables, estos terrenos continentales son considerados como restos, acrecionados al margen continental ibérico, de uno o varios bloques continentales, tras la eliminación por subducción de la corteza oceánica que originalmente los separaba, representada actualmente por los terrenos oceánicos (ofiolitas).

A escala de la cadena orogénica hercínica, formada en la colisión entre un bloque continental meridional (Gondwana) y otro septentrional (Laurussia), la mayoría de los modelos propuestos para la parte occidental del orógeno hercínico europeo (BRUN Y BURG, 1982; MATTE, 1983, 1986; BURG *et al.*, 1981), establecen que la geometría del Macizo Ibérico es consecuencia de la colisión oblicua de un promontorio Ibero-Aquitaniense, (BURG *et al.*, 1981, MARTÍNEZ CATALÁN, 1990a y b), probablemente ubicado en el borde noroccidental de Gondwana (MATTE, 1986; QUESADA,1990a), con el bloque continental de Laurussia, tras la subducción del océano intermedio. En ese proceso de convergencia se habría formado el Arco Ibero-Armoricano.

Esta estructura presenta una zona frontal con predominio de tectónica de imbricación (Zona Galaico-Portuguesa), flanqueada por zonas laterales cuyas estructuras más representativas son los desgarres, sinistros en el margen suribérico y dextros en el armoricano.

Para otros autores (LESCUYER *et al.*, 1998), el Orógeno Hercínico Occidental se configura durante el Devono-Carbonífero, con una rápida sucesión de episodios tectónicos causados por la convergencia de la placa Báltica, la microplaca Armoricana y el continente de Gondwana, que producen una evolución estructural compleja. Con tres episodios mayores: Etapa Eovaríscica (Silúrico) de subducción y creación de un arco oceánico. Etapa Mediovaríscica (Devono-Carbonífero) de acreción continental y deformación de las zonas internas del orógeno hercínico. Y Etapa Neovaríscica (Carbonífero Medio-Superior) con deformaciones localizadas (desgarres), granitización y levantamiento de la Cordillera Hercínica.

La falla extensional cartografiada en esta Hoja y sobre todo en la banda meridional de Venta de los Santos (nº 864), es un accidente tectónico que puede suponer un desplazamiento importante entre los materiales afectados y puede explicar las peculiaridades de la zona comprendida entre la cuenca carbonífera de Los Pedroches, al Norte y la banda de cizalla Badajoz-Córdoba al Sur, propuesta como una nueva zona del Macizo Ibérico (Lusitano-Mariánica) por HERRANZ, P. *et al.* (1999); y con una tectónica radicalmente diferente según MARTÍNEZ POYATOS *et al.* (1995, 1998).

Deformaciones Hercínicas

La Orogenia Hercínica o Varisca constituyó un complejo proceso polifásico en el que se sucedieron varias fases de deformación, de forma más o menos continua, con características muy diferentes y cubriendo un largo periodo de tiempo, desde el Devónico superior 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 la deformación propia de antepaís de la Orogenia Alpina, y los efectos de peniplanización y encajamiento de las redes fluviales.

De todas ellas es la denominada 1ª 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 positiva de la serie paleozoica formada por alternancias de tramos pizarrosos blandos y tramos arenoso-cuarcíticos muy competentes resalta los efectos de la deformación, especialmente en el caso de los niveles cuarcíticos del Ordovícico inferior (Cuarcita Armoricana), que constituye el mejor nivel de referencia en los grandes pliegues debido a su continuidad lateral y potencia. La estructuración definitiva se alcanzó con las restantes fases hercínicas de deformación dúctil y de fracturación tardihercínica y alpina.

Las primeras manifestaciones de la Orogenia Hercínica tuvieron lugar en el Devónico superior 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.

En el sinclinal de la Sierra de San Pedro se ha detectado una laguna en el Devónico superior atribuida a la actuación de fallas listricas que durante la fase principal compresiva de la deformación hercínica fueron reactivadas como cabalgamientos (LÓPEZ DÍAZ, 1991).

En el flanco norte del Sinclinal de Pedroches (al sur de Guadalmez) parece existir un hiato sedimentario que abarca el Devónico más alto (Fameniense superior) y parte del Carbonífero inferior (Tournaisiense y parte del Viseense) (MIRA *et al.*, 1990) situándose las calizas del Viseense concordantes y a poca distancia por encima del Fameniense inferior datado.

DÍEZ BALDA *et al.* (1991, 1992) separaron dos dominios en la ZCI: Dominio de los Pliegues Tumbados y Dominio de los Pliegues Verticales. Basándose en el carácter rotacional o no rotacional de la deformación producida por la 1ª 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, 1986; MARTÍN IZAR, 1986; ESCUDER *et al.*, 1995) y por el Sistema Central (GONZÁLEZ LODEIRO, 1980; MACAYA *et al.*, 1991). En él se distinguen cuatro fases de deformación hercínica cuya descripción, a grandes rasgos, es la siguiente:

- La primera (F_1) dio lugar a pliegues sinquistosos (S_1) de gran longitud de onda, dirección NO-SE y sin vergencia definida o algo vergentes al Norte.
- La segunda (F_2) se pone de manifiesto por la presencia de pliegues de plano axial sub-horizontal que afectan a las estructuras de F_1 con una esquistosidad asociada (S_2) que llega a adquirir carácter de "schistosity"

- Se ha interpretado (DIEZ BALDA *et al.*, 1992; ESCUDER *et al.*, 1995) como cizallas sub-horizontales, de varios kilómetros de anchura, con desplazamiento del bloque superior hacia el SE y sin que llegue a aflorar el bloque inferior. En opinión de los autores citados dicho movimiento podría deberse a un colapso extensional de la cadena, dado que se produce un apretamiento de las isogradas metamórficas de carácter sustractivo.
- La tercera fase (F_3) se identifica por variaciones en el buzamiento de S_2 producidas por pliegues, a todas las escalas, de gran longitud de onda y pequeña amplitud y dirección ONO-ESE aproximadamente homooxiales con los de F_1 . Lleva asociada, en ocasiones una esquistosidad (S_3) de crenulación. En los núcleos de las antiformas de F_3 es donde más patente se hace la presencia de la F_2 , ya que en ellas afloran los niveles estructurales más bajos.

Por último, se ha denominado cuarta fase en la zona de Salamanca a estructuras de dirección N-S de carácter dúctil-frágil, en el flanco norte del Sinclinal de Tamames, con pliegues suaves asociados que originan estructuras de interferencia con los pliegues de F_1 . Lleva asociada una esquistosidad grosera espaciada, de desarrollo irregular (que parece diaclasado muy penetrativo), y la dirección de acortamiento es E-O.

El segundo sector del Dominio de los Pliegues Verticales se sitúa al sur del anterior y ocupa la mayoría de este dominio, extendiéndose hasta el límite con la Zona de Ossa-Morena. La zona estudiada se encuentra toda ella dentro de sus límites. Están representadas de forma generalizada tres fases de deformación hercínica y sólo localmente aparecen deformaciones comparables a la F_2 de la zona de Salamanca y Sistema Central.

- En esta zona la primera fase descrita (F_1) es equivalente a la del área de Salamanca. Dio 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 con el 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, con ligeras vergencias tanto al NE como al SO, 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 predominan las alternancias de capas de competencia diferente 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 geometrías similares o próximas a ellas al sumarse el aplastamiento al "buckling", pudiendo llegar a ser isoclinales.
- 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 más difícil de deducir debido a reajuegos 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 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 definido en el sinclinal de Guadarranque (MORENO, 1977; GIL SERRANO *et al.*, 1984; MONTERO, 1985; NOZAL, 1985), en Los Yébenes (VÁZQUEZ *et al.*, 1992) y en la parte meridional 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. La F_3 es de carácter regional y se manifiesta por un cambio en la posición de los esfuerzos lo que dio 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 aproximada 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 1ª fase, originándose arqueamientos de las estructuras y figuras de interferencia (domos y cubetas, principalmente en las zonas de charnela de los pliegues de 1ª fase). La deformación se concentró localmente en determinados pasillos o bandas de direcciones variables. Estos pasillos serían bandas de deformación dúctil-frágil o bandas de cizalla con movimientos en dirección tanto sinistros como dextros y dirección 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 sinistro respectivamente.

Por otra parte, los trabajos realizados en el Sistema Central permitieron a varios autores (DOBLAS *et al.*, 1994 a y b) establecer un marco tectónico para la Z.C.I. con cuatro episodios de deformación, que básicamente coinciden con las relacionadas con dos matices. La fase 2 se subdivide en un episodio D_2 de magmatismo y otro D_3 que implica colapso gravitacional de la cadena con una extensión N-S. Y la cuarta (de estos autores) fase de esta zona coincide con el episodio D_4 que produce una compresión N-S y una extensión E-O; hay que señalar que lo definen como alpino precoz.

4.2. ESTRUCTURA DE LA HOJA

Los materiales paleozoicos de la Hoja aparecen en los bordes occidental y meridional, con pequeños asomos en el centro. No hay continuidad entre los principales afloramientos que presentan rasgos estructurales diferentes, los occidentales son grandes pliegues, de dirección E-O que se prolongan a lo largo de la Hoja de Santa Cruz de Mudela mientras que el afloramiento meridional es un corredor de fracturas con una dirección que gira de N90°E a N70°E. Los triásicos de la Cobertera Tabular están cortados por la falla de Villamanrique, que forma parte del citado corredor de fractura hercínico. Y los de la Llanura Manchega, discordantes sobre ambos y sin fracturación posterior.

La deformación hercínica se ha realizado en varias etapas o fases, tres de ellas en condiciones dúctiles, y dos etapas de fracturación en un régimen frágil o dúctil-frágil. La Orogenia Alpina sólo ha generado fracturas, como corresponde a una tectónica de antepaís, aunque en las bandas de fractura puede generar estructuras menores propias de un régimen dúctil-frágil.

4.2.1. Deformaciones Prehercínicas

En los materiales paleozoicos están representados en concordancia las formaciones que van desde el Ordovícico inferior hasta el Devónico superior, y en áreas inmediatamente al Sur, discordantemente sobre ellos los del Carbonífero inferior. En otras zonas, donde las estructuras anticlinales permiten el afloramiento de series inferiores se observa que el conjunto paleozoico se deposita discordantemente sobre un sustrato precámbrico suavemente plegado propio de la ZCI. Esta discordancia representa la Orogenia Cadomiense.

En el ámbito regional la sedimentación del Cámbrico está condicionada por un periodo tensional con formaciones litológicamente muy variadas y con fuertes cambios laterales y en la vertical.

Esta etapa acaba con la transgresión del Ordovícico inferior, iniciándose el hiperciclo paleozoico; sus características estratigráficas están de acuerdo con la interpretación tectosedimentaria que lo considera como un margen pasivo.

En la columna estratigráfica se registran cambios de espesor y facies de algunas formaciones que se puede interpretar como procesos tectónicos, pero las evidencias más claras se concretan en dos puntos. La presencia de manifestaciones volcánicas intercaladas en la serie, entre las que destaca por su continuidad lateral la del techo de las Pizarras de Río, que desarrolla un episodio volcánico y volcanoclástico, no demasiado potente pero muy continuo en los afloramientos de la esquina SE de la Hoja. Estas efusiones volcánicas significan episodios de fracturación, con estructuras muy profundas, según se deduce de la composición litológica de las vulcanitas.

El otro punto de la serie con manifestaciones tectónicas está en el Ordovícico superior, concretamente en la base de las Pizarras Chavera. La base de esta formación se deposita en paraconcordancia sobre las formaciones infrayacentes, con variaciones muy locales, detectándose dentro del marco de la Hoja espesores de la Caliza Urbana que varían desde más de una decena de metros, en el sinclinal del Ctjo. La Borracha hasta desaparecer en muchos puntos como se observa en toda la parte suroccidental de la Hoja. La propia formación Caliza Urbana tiene un componente volcánico muy alto con niveles de rocas vulcanoclásticas, que localmente llegan a reemplazar a los paquetes carbonatados. Como punto singular hay que citar que en la Hoja de Villanueva de los Infantes (embalse de La Jarilla), aparecen pliegues eslumpados y brechas intraformacionales en los Bancos Mixtos, debajo de las Pizarras de Chavera.

Este contexto tectosedimentario apunta la existencia de un episodio de deformación de carácter extensivo con fracturación, efusiones volcánicas y movimientos sinsedimentarios que dan lugar a subsidencias diferenciales intracuenca. Todo queda fosilizado por la transgresión de las Pizarras de Chavera, que además son sedimentos glaciomarininos, relacionados con la glaciación Inlandsis de edad Ordovícico superior.

Esta discontinuidad sedimentaria se ha relacionado en la bibliografía (GUTIERREZ MARCO *et al.*, 1990) con movimientos epirogénicos o con regresiones marinas como consecuencia de glaciaciones, y también con episodios de inestabilidad tectónica (PINEDA, 1987). Con los datos de esta zona el origen parece ser este último, también reconocido por PIEREN (1986) en el sector de Las Villuercas-Montes de Toledo. En ciertas zonas este episodio puede prolongarse durante el Silúrico con niveles vulcanosedimentarios intercalados en la serie como los del Sinclinal de Herrera del Duque.

Hay otra laguna sedimentaria en el ciclo sedimentario paleozoico bien documentada en esta zona con los hallazgos estratigráficos de esta Hoja, que abarca el Devónico medio. Dentro de la evolución tectónica del Macizo Ibérico este evento coincide con la primera manifestación de la Orogenia Hercínica, con deformaciones intensas en la ZOM y depósitos postorogénicos de edad Devono-Carbonífero. En las publicaciones sobre la evolución tectoestratigráfica del Macizo Ibérico (QUESADA *et al.*, 1990; QUESADA, 1992) se pone de manifiesto la diacronía de las deformaciones hercínicas. Así los depósitos sinorogénicos de la ZOM durante el Carbonífero inferior son más jóvenes cuanto más septentrional es su posición, como consecuencia directa del proceso progresivo de la convergencia de placas en la Orogenia Hercínica. Esta puede ser causa de que en esta zona los depósitos del Devónico superior sean preorogénicos, aunque la ausencia de sedimentación refleje la tectónica precoz más meridional.

4.2.2. Tectónica Hercínica

Los materiales paleozoicos que afloran en la Hoja y áreas aledañas están estructurados por una deformación polifásica durante la Orogenia Hercínica o Varisca, acompañada de metamorfismo y magmatismo. El análisis estructural a escala cartográfica, de afloramiento y de la fábrica de las rocas revela la presencia de cuatro fases o etapas de deformación, tres de ellas bajo condiciones dúctiles, con desarrollo de esquistosidades y metamorfismo, más o menos generalizados; y una cuarta de fracturación en condiciones frágiles, que no es tan homogénea como las primeras, y puede abarcar varias familias de fracturas. Todas ellas obedecen a modelos de deformación muy diferentes en orientación mecanismos de deformación y geometría de las estructuras asociadas.

La primera fase (F_1) es de plegamiento y tiene una distribución uniforme en toda el área, aunque parcialmente sus estructuras están modificadas por las fases posteriores. La segunda (F_2) consiste en un episodio extensional en todo el Macizo Ibérico que se concreta mediante accidentes de despegue extensional, muy localizados en la cadena hercínica, uno de los cuales transcurre por el borde meridional de la hoja de Ventas de los Santos; allí se manifiesta por una banda de cizalla de al menos 4 kilómetros de anchura, y en esta Hoja por el giro de las direcciones de los pliegues y el corredor de fractura de Villamanrique. La tercera (F_3) es poco intensa, y está representada por estructuras de geometría variada y desarrollo local. La cuarta fase, en realidad es una etapa de fracturación frágil, propia de una tectónica tardía a postorogénica, y que probablemente incluya varios episodios de fracturación diferentes.

En esta Hoja y áreas aledañas hay datos para precisar la edad de las diferentes etapas. La primera es anterior a los depósitos discordantes, que afloran en la Hoja nº 886, Beas de Segura, pertenecientes al Culm de Los Pedroches, cuya edad está bien establecida como Tournaisiense superior- Namuriense inferior (QUESADA *et al.*, 1990). La segunda fase es sincinemática, ya que afecta en sus últimos movimientos a estos depósitos. Y tanto la segunda como la tercera fase son anteriores a los materiales carboníferos del Cjo. del Cerrajero (Hoja de Venta de los Santos), que son continentales y están discordantes sobre los materiales infrayacentes totalmente estructurados ya. La edad de este carbonífero continental es Westfaliense D superior-Estefaniense. Por tanto las principales etapas de deformación hercínica en este sector del Macizo Ibérico se produjeron entre el Tournaisiense y el Westfaliense D superior.

4.2.2.1. Primera etapa de deformación hercínica

La primera fase hercínica es la que genera la macroestructura no sólo de esta Hoja sino de todo el Dominio de Pliegues Verticales, y se encuentra bien preservada en el relieve actual. Se trata de pliegues de escala kilométrica, simétricos, de dirección general ONO-ESE que cambia a E-O, en los afloramientos más orientales y con planos axiales subverticales o con ligeras vergencias locales a ambos lados.

Los materiales paleozoicos y especialmente sus competentes tramos cuarcíticos dibujan las grandes estructuras de Macizo Ibérico meridional como: los sinclinales de Herrera del Duque, Almadén Guadalméz y el anticlinal de Alcudia, al borde occidental de la Hoja llegan los grandes pliegues que recorren la Hoja colindante de Santa Cruz de Mudela.

Estructuras mayores

A esta escala la primera fase está homogéneamente extendida por todos los afloramientos aunque en la mitad oriental los pliegues están reorientados por la segunda fase.

De Norte a Sur se observa el cierre periclinal de un anticlinal, de dirección N90°E, eje subhorizontal, plano axial vertical, simétrico y corrida superior a los 50 km. Aunque el buzamiento del eje en el cierre parece de unos 40°E, debe ser más suave por la extensión de las Pizarras de Río. El muro de este anticlinal es la Cuarcita Armoricana aunque aquí sólo aflora Pochico y hacia techo debe estar la serie completa, de la que aflora hasta la Cuarcita Botella.

Al Sur de este anticlinal sigue el sinclinal de Torre de Juan Abad en materiales devónicos, cuyo núcleo llega al Devónico superior. Aflora escasamente entre los materiales triásicos, pero se continúa en la hoja de Santa Cruz de Mudela en 30 km con las mismas características que el anterior, eje horizontal, plano axial vertical, simétrico y amplitud y longitud de onda kilométrica. La peculiaridad de este pliegue es que la dirección del eje pasa de N90°E a N60°E, que es la dirección de la segunda fase. Como se observa en la Hoja de Ventas la deformación es muy progresiva y comienza con pliegues suaves de dirección N60°E, que producen figuras de interferencia con los de la F₁. En esta Hoja sólo produce un giro en las estructuras pero que indica unas condiciones dúctiles.

Entre las dos estructuras hay una fractura cuyo trazado se supone bajo los sedimentos triásicos que se denomina Falla de Torre de Juan Abad, es un accidente de fractura tardío.

El afloramiento meridional es el flanco septentrional de un anticlinal cuyo eje va por la hoja de Ventas paralelo al límite Norte y sigue hasta formar el anticlinal de la Sierra del Relumbrar

en la hoja de Bienservida con núcleo en las series del Ordovícico inferior anteriores a la Cuarcita Armoricana. Es un pliegue de más de 70 km de corrida, eje horizontal, plano axial vertical y simétrico excepto en su extremo oriental. La dirección varía, como en el pliegue anterior de N90°E a N50°E en su extremo oriental y por las mismas causas.

Estructuras menores

Las estructuras menores de la F_1 son pliegues, esquistosidad de plano axial de los pliegues, linealidad L_1 de intersección entre S_0 y S_1 y algunas fracturas de adaptación en los pliegues.

Los pliegues menores están presentes en toda la Hoja pero tienen una distribución muy irregular. No son frecuentes los pliegues de arrastre en los flancos (*drag-folds*), por lo que hay grandes paquetes sin pliegues dado el tamaño de las estructuras mayores, sin embargo en otros sectores el replegamiento es intenso. En la Hoja hay una banda en la que esta estructura está muy implantada, la litología es la alternancia de cuarcitas y pizarras de Bancos Mixtos y el mejor corte el del río Guadalén al Sur de Montizón, y los pliegues en Cuarcita de Criadero del Sur de Villamanrique.

Esta concentración de pliegues se debe a dos causas: Una litológica, ya que las alternancias de pizarras y cuarcitas se comportan como un "*multilayers*"; y la otra es la posición de charnela de un pliegue mayor. La importancia de la litología en la geometría de las estructuras es propia de un nivel de deformación poco profundo.

La forma de estos pliegues es la misma de los pliegues mayores y se puede hacer extensiva a la primera fase. El tamaño de los pliegues es pluridecamétrico, son muy escasos los pliegues métricos y no existen a menor escala; la longitud de onda es de un decena de metros y la amplitud es del mismo orden. Son pliegues simétricos, abiertos y de la clase 3D de HUDLESTON (1973), aunque en pliegues de mayor escala se ven formas 2B. La competencia de las capas es la que determina su comportamiento al plegarse, las capas cuarcíticas se pliegan según la clase 1B de RAMSAY (1967), y las pizarrosas son menos uniformes, suelen adaptarse y nunca llegan a ser similares.

Son cilíndricos, con ejes subhorizontales y longitudes de centenares de metros. Su dirección general es N90°E aunque tienen un suave giro desde N100°E en el occidente de la Hoja hasta N60°E en el occidente.

A escala de afloramiento la esquistosidad S_1 se puede ver en todos los afloramientos de la Hoja, como una pizarrosidad (esquistosidad espaciada) en los niveles detríticos finos, especialmente en las charnelas. No obstante es tan débil que en zonas de flanco o en charnelas suaves la pizarrosidad que se observa se debe más a la estratificación que a la esquistosidad. Su dirección más frecuente es N70°-90°E con un buzamiento de vertical a 70°N, esta ligera vergencia al S se puede deber a la F_2 . Localmente hay direcciones norteadas por los pliegues de la F_3 .

Al microscopio se presenta como una esquistosidad grosera (*rough cleavage*), que en los niveles cuarcíticos sólo orienta a los escasos minerales micáceos, en los niveles finos los orienta estadísticamente y en los sectores con más deformación (Sur de la Hoja) llega a ser un "*slaty cleavage*" grosero. En las láminas con poca deformación la orientación debida a la esquistosidad es similar a la que marca la S_0 diferenciándose sólo por referencia al ángulo que forman con la estratificación. A veces se observa un aplastamiento paralelo de los mine-

rales de cuarzo. Y con menos frecuencia, se presenta como una esquistosidad de crenulación cuando la fábrica sedimentaria es muy marcada por la acumulación de micas, o bien como láminas de esquistosidad poco continuas y anastomosadas.

Las lineaciones poco frecuentes, son de intersección de la S_0 y la S_1 , y sólo aparecen en los niveles limolíticos, son subhorizontales y son siempre paralelos a los ejes de los pliegues.

Aunque con poca frecuencia también se ven fracturas en las charnelas de los pliegues de poca longitud y paralelas a los ejes, son fracturas asociadas al mecanismo de formación del pliegue y adaptación entre capas de diferente competencia. Estas fracturas se observan al Sur del Castillo de Montizón.

Por último se ha observado una deformación leve en los numerosos fósiles, prueba del carácter dúctil de la F_1 .

Las asociaciones minerales que se formaron durante la fase F_1 son características de la facies de esquistos verdes. Zona de la clorita. Aunque en esta Hoja los materiales son todos anquimetamórficos.

Las estructuras de esta primera fase se formaron en régimen dúctil, en niveles epizonales por debajo del frente de esquistosidad, con un sistema de esfuerzos coaxial. El plegamiento se originó por "*buckling*", con predominio de mecanismos de tipo "*flexural-slip*" o deslizamientos entre capas, sobretudo en los estratos más competentes, adaptándose los niveles pelíticos y desarrollándose la esquistosidad de plano axial.

4.2.2.2. Segunda etapa de deformación hercínica

La Hoja presenta un corredor de fracturación entre las fallas del Castillo de Montizón y la de Villamanrique y un giro de la S_0 y S_1 hacia la dirección N60°E que se atribuye a la segunda fase o etapa hercínica. Esta fase da lugar a una banda de deformación muy intensa en la Hoja de Venta de los Santos (nº 864). En su tercio meridional genera una esquistosidad y metamorfismo en facies de anfíbolitas. En la banda más deformada es difícil reconocer en los esquistos con andalucita, las cuarcitas y los mármoles el protolito original, sólo por la posición estratigráfica se han podido correlacionar estas rocas con las formaciones originales.

Esta estructura ha sido descrita, en sectores más orientales, como un antiformalismo causado por un accidente de zócalo, por RÍOS ARGÜES (1974, 1978, y tesis doc. Ined.). El trabajo permite conocer su prolongación al menos hasta unos kilómetros al Oeste de El Centenillo, incluyendo el encajante del *stock* granítico de Santa Elena. Este granitoide se ha estudiado posteriormente (LARREA *et al.*, 1999), concluyendo que su intrusión está relacionada con "*stopping*" magmático en condiciones extensionales, y es posterior a la fase principal compresiva de la deformación hercínica.

En los trabajos previos (TAMAIN, 1968; CHARPENTIER, 1976) el metamorfismo térmico que se prolonga desde El Centenillo hasta el río Guadalén, se interpreta como un metamorfismo de contacto causado por un cuerpo granítico subaflorante alargado en la dirección E-O, cuyo afloramiento más importante es el *stock* de Santa Elena.

Con estos precedentes y el análisis estructural realizado en la elaboración de la Hoja de Venta

de los Santos y aledañas se llega a la conclusión de que se trata de un accidente de escala regional, con estructuras dúctiles, metamorfismo y magmatismo asociados. Aunque no se conoce toda su longitud, ni en su extremo occidental ni en esta zona ya que se sumerge bajo los depósitos triásicos, se puede denominar de momento como Zona de Cizalla Extensional Santa Elena-Puente Génave (Z.C.E. SE-PG).

Esta estructura es posterior a la primera fase y se correlaciona con la F_2 de DIEZ BALDA y VEGAS (1992), aunque en el Macizo Ibérico meridional solo se ha citado en el Domo Extremeño (MATAS *et al.*, en prensa). La presencia de la estructura en estas Hojas, permite asegurar que la F_2 se extiende por toda la ZCI aunque en muchos sectores no aflore en razón de su geometría limitada a bandas plurikilométricas que probablemente definan accidentes planares de envergadura cortical.

Esta etapa hercínica de deformación ha sido bien estudiada en la zona de Salamanca por ESCUDER VIRUETE *et al.* (1993); ARES YAÑEZ *et al.* (1994) y DIEZ BALDA *et al.* (1995). Y en el Sistema Central DOBLAS *et al.* (1994 a y b) y HERNAIZ HUERTA *et al.* (1996). Todos ellos coinciden en que es una etapa o fase de deformación extensional producida por un colapso extensional, posterior al empilamiento producido por la primera etapa de deformación hercínica, aunque algún autor lo prolonga hasta tardihercínico o alpino precoz.

Estructuras Mayores y Menores

Probablemente si no se hubiera localizado la estructura en la hoja del Sur la deformación que produce en este sector se hubiera atribuido a otra etapa. El giro en las direcciones es muy significativo de su carácter dúctil, pero no produce estructuras mayores ni menores, conservando incluso la geometría de la F_1 . El mejor sector para observar esta deformación está entre el cerro Perrera y Baños de Brochales, son pliegues de F_1 en cuarcitas devónicas con direcciones N60°E.

El corredor de fractura del Sur de Villamanrique consiste en una serie de fracturas cuyas superficies se unen y relevan dejando *horses* entre ellas, con frecuencia plegados, como en la Loma de los Carriles o el cerro San Cristobal. Estos pliegues son de F_1 cuyas charnelas son zonas de debilidad que concentran la deformación de esta fase. Son fracturas en régimen frágil, cuyas direcciones varían de N90°E a N60°E buzando entorno a 70°N y corridas de decenas de kilómetros. En Casa de Calerilla el plano de falla es N100°/70°N y tiene estrías de fricción N90°E/15°O, es decir es normal pero tiene una componente de desgarre dextra. Se desarrolla una brecha heterométrica, polimíctica, cementada por sílice, de unos 2 m de espesor.

Este corredor es simétrico a otro que pasa por el centro de la Hoja de Venta de los Santos y se interpreta como fallas antitéticas de la cizalla vergente al Sur. Como en zonas más internas de la cizalla también aquí hay actividad hidrotermal, que se manifiesta por los rellenos de cuarzo de las fracturas, a veces forman filones de espesores métricos. Es significativo que el indicio más septentrional de tipo BPG, encajando en fracturas N90°E, como en el distrito de La Carolina-Santa Elena, se encuentre en este corredor.

Una característica de este corredor de fracturación es que afecta a los materiales paleozoicos y a los del Triás, con fallas normales hacia el Norte. Estos rejuegos neoalpinos también se han detectado en los sectores más meridionales.

Aunque en la extensión de una Hoja sólo se pueden hacer hipótesis regionales, esta fase encajaría con el modelo de despegue de Tipo II de LISTER and DAVIS (1989), que consiste en una serie de fracturas sucesivas progresivamente más frágiles, con deformación dúctil (foliación milonítica) en el bloque de muro y fracturación en el de techo, sin que se pueda afirmar sin estudiarla en su conjunto que la Z.C.E. SE-PG constituya un "core complex".

4.2.2.3. Tercera fase de deformación

Esta etapa se ha establecido para todo el Dominio de Pliegues Verticales de la Zona Centro Ibérica (DÍEZ BALDA y VEGAS, 1992) y se ha descrito en el Macizo Ibérico meridional por MATAS *et al.* (en prensa), AMOR y ORTEGA (1987), PALERO (1991) y ORVÍZ *et al.* (1975). Produce pliegues de gran longitud de onda, de dirección N100°-120°E, plano axial subvertical que van acompañados de pliegues menores y que llevan asociado un clivaje de crenulación. En esta región se han identificado estructuras pertenecientes a una tercera fase hercínica aunque presentan una gran variabilidad en cuanto a su distribución y al carácter de la deformación al pasar de unos niveles estructurales a otros. Se caracterizan por que obedecen a un elipsoide de deformación, y por tanto de esfuerzos, con una orientación (del eje de compresión máxima) casi E-O, oblicua a la que dio lugar a la configuración de la F₁.

En la parte meridional de la ZCI (ORTEGA y GONZÁLEZ-LODEIRO, 1988; MATAS *et al.*, (en prensa) la deformación se concentró principalmente en bandas de cizalla de anchura variable y dirección predominante NO-SE con sentido de desplazamiento sinistro y sus conjugadas, de dirección NE-SO y sentido dextro. Son dúctiles o frágiles dependiendo del nivel estructural al que afecta y a la litología de los materiales afectados. Estas bandas o corredores de cizalla sinistras de dirección NO-SE caracterizan esta fase de deformación en el Macizo Ibérico meridional.

Ni en esta Hoja ni tampoco en las alledañas se han detectado las bandas de cizalla sinistras tardías, aunque se han atribuido a esta fase las estructuras que pliegan a las de F₁, en su mayor parte pliegues suaves de dirección E-O que aquí se han asimilado a la F₂. La posible explicación sería que la orientación de la segunda fase en este sector absorbe en su mayor parte la compresión principal E-O que define esta etapa.

La estructura más frecuente atribuible a esta fase es un plegamiento muy suave que afecta a las estructuras anteriores, y que se pueden observar en toda la región, especialmente en las zonas donde mejor se desarrollan los pliegues menores de la F₁, como el anticlinal Cerrajero-El Ratón. Son pliegues suaves (180°-120° de ángulo entre flancos), de longitud de onda plurimétrica, y amplitud decimétrica. De plano axial vertical, sin esquistosidad asociada. Y con ejes subhorizontales de direcciones variables, ya que se superponen a superficies plegadas, las más frecuentes son N-S y N120°-140°E. Un ejemplo de esta estructura se observa en el giro del sinclinal del Cerro de San Pedro, en cuarcitas devónicas.

4.2.2.4. Etapas de fracturación tardihercínica

Una vez estructurada la región por las tres principales etapas hercínicas, se comporta como un zócalo rígido frente a esfuerzos posteriores. Las estructuras son fracturas, principalmente frágiles, que conllevan movimientos relativos de bloques. En esta Hoja se detectan varias familias que obedecen a sistemas diferentes.

En esta zona hay numerosos trabajos sobre la fracturación, propiciados por los estudios meta-

logenéticos en los campos filonianos del distrito minero Linares-Santa Elena-La Carolina. Sin embargo, no se ha establecido un esquema de fracturación válido para toda la región, probablemente por la distribución heterogénea de las fracturas, y la capacidad de absorber la deformación que tienen los rejuegos de fracturas previas.

RÍOS ARAGÜES (1978), explica los filones por dos etapas: una de fallas normales N60°-90°E y buzando 60° al S; y otra tardía con el eje de máxima extensión horizontal N-S. PALERO (1991) atribuye la familia de filones de direcciones N70°-90°E a la segunda fase hercínica. LILLO (1992) describe tres etapas tardihercínicas, la primera de ellas se caracteriza por una extensión próxima a la dirección N-S. Y MATAS *et al.* (en prensa) atribuyen la fracturación tardihercínica principal del Domo Extremeño al sistema conjugado que responde a una compresión N-S.

Además de lo citado hay que considerar que en la ZCI meridional se produce una importante etapa de granitización con la intrusión del Batolito de Los Pedroches, considerada (ARAN-GUREN *et al.*, 1995) como un emplazamiento controlado por una cizalla dextra de escala crustal y dirección N120°-130°E, en régimen transtensivo. Posteriormente al emplazamiento MARTÍN PARRA *et al.*, (2000), han descrito hasta cuatro etapas de fracturación consecutivas, que indican que el elipsoide de deformación gira en sentido dextro.

En este sector las etapas de fracturación tardihercínicas se pueden agrupar en cuatro familias, aunque quizás el esquema sea simple porque cada familia abarca un abanico de direcciones. Las etapas son: Fracturas asociadas a la segunda etapa de deformación. Fracturas de dirección NO-SE. Fracturas del sistema tardihercínico conjugado. Y fracturas N-S.

Las de la primera familia como ya se ha descrito tienen direcciones comprendidas entre N70°-90°E. Y son fallas antitéticas normales hacia el N. Son fracturas que forman corredores uniéndose lateralmente y corridas de más de 50 km, como las del Castillo de Montizón, La Zahorra y Villamanrique y otras de menor corrida como las del Ctjo. De la Parra. Tienen estructuras menores asociadas a veces dúctiles, pero principalmente brechas de falla frágiles. Y llevan asociada una actividad hidrotermal de baja temperatura importante. En esta Hoja las fracturas llevan rellenos de cuarzo, a veces con espesores decamétricos; y la única mineralización está en una de ellas (Ctjo. De Cobastigas. La mineralización es del tipo BPG y encaja en una fractura de dirección E-O.

El sistema de dirección N120°E, no se detecta con seguridad en esta Hoja, podría ser la fractura del Oeste de Casa de Moreno. La etapa de fracturación está en este sector pero es poco penetrativa y puede que no se observe en los escasos afloramientos de la Hoja. Las fracturas son posteriores al sistema anterior al que cortan, y son conformes con la cinemática detectada en el Batolito de Los Pedroches.

El siguiente sistema está representado en todo el Macizo Ibérico meridional y está descrito en varios trabajos (MORENO, 1977; PILES y NOZAL, 1989; MATAS *et al.*, en prensa), se trata del sistema de fracturación conjugado NNO-SSE/NNE-SSO.

Este sistema de fracturación tardío, es posterior a todas las deformaciones descritas anteriormente y está representado a todas las escalas en la zona de trabajo, y probablemente en todo el Macizo Ibérico Meridional.

Se trata de dos conjuntos de fracturas frágiles, uno NNO-SSE de desgarre dextro y otro principalmente NNE-SSO de desgarre sinistro. Relacionados con estas fracturas se desarrollan

algunas estructuras menores como bandas estrechas de kink-bands de la misma orientación.

En el marco de la Hoja aparece homogéneamente repartido y son especialmente patentes cuando afectan a los niveles arenoso-cuarcíticos. Tienen corridas de dos a tres kilómetros y desplazamientos decamétricos. Algunas van acompañadas de rellenos de cuarzo.

Esta fracturación es frágil con planos de falla tapizados de sílice con estrías grabadas. En esta sólo se observan brechas de falla probablemente causadas por rejuegos posteriores.

Estos dos conjuntos responden a un sistema conjugado de fracturación, con direcciones de compresión máxima aproximadamente N-S, compresión mínima (extensión) E-O y el eje intermedio en la vertical.

Ligado a este sistema conjugado hay una actividad hidrotermal de baja temperatura que suele rellenar las fracturas de dirección NE-SO. Estos rellenos aparecen en todo el Macizo Ibérico meridional, y con frecuencia van acompañados de mineralizaciones de sulfuros.

En esta Hoja se ha detectado una fractura con un salto importante que está fosilizada por los materiales triásicos y terciarios. Se trata de la falla de Torre de Juan Abad. Esta falla tiene un movimiento relativo de elevación del bloque septentrional respecto al meridional, en esta Hoja no se pueden hacer más precisiones pero en la Hoja de Santa Cruz de Mudela tiene una corrida de más de 40 km, y está cartografiada como un cabalgamiento hacia el Sur, compatible con el elipsoide de esfuerzos de esta etapa.

Por último, hay una fracturación de dirección N-S, que generalmente se relaciona con el sistema anterior como fracturas tensionales, pero en las Hojas aledañas, da importantes saltos en cartografía. Son fallas normales con buzamiento tanto al Este como al Oeste, no se ha podido observar los planos de falla, y tienen rejuegos en la fracturación alpina.

4.2.2.5. Edad de las etapas de deformación hercínicas

Aunque ya se ha argumentado en los apartados anteriores, aquí se resumen las acotaciones de edad alcanzadas en esta Hoja y zonas próximas. Hay dos interrupciones en la secuencia sedimentaria con paraconcordancia de los materiales suprayacentes, en el Ordovícico superior y en el Devónico medio, que deben ser respuestas locales de las primeras manifestaciones de la Orogenia Hercínica, la última en concreto se corresponde con la edad de la primera fase de deformación detectada al Sur de la Zona de Ossa-Morena.

La primera etapa es anterior con los depósitos discordantes, que afloran en la Hoja de Beas de Segura, pertenecientes al Culm de Los Pedroches, cuya edad está bien establecida como Tournaisiense superior-Namuriense inferior (QUESADA *et al.*, 1990). La segunda fase es sin-cinemática con estos depósitos, lo que está de acuerdo con datos de dataciones absolutas con Rb/Sr y Sm/Nd realizadas en el stock de Santa Elena por LARREA *et al.*, (1999), que le atribuyen una edad de 331 ± 34 Ma., es decir, que con los datos de campo se elige el límite más moderno (Westfaliense).

Y tanto la segunda como la tercera fase son anteriores a los materiales carboníferos del Cjo. del Cerrajero (Hoja de Ventas nº 864), que son continentales y están discordantes sobre los materiales ya totalmente estructurados infrayacentes, y cuya edad es Westfaliense D superior-Estefaniense. Por tanto las principales etapas de deformación hercínica en este sector del

Macizo Ibérico se produjeron entre el Tournaisiense y el Westfaliense D superior.

Las dos primeras etapas de fracturación se produjeron también en este periodo de tiempo, y las otras dos son mucho más tardías, probablemente durante el episodio "Alpino Precoz" de DOBLAS *et al.* (1994), de edad permotriásica.

4.2.2.6. Deformación alpina

En esta Hoja y las aledañas, hacia el S y SE, está el borde meridional del Macizo Ibérico, el límite lo marca la discordancia de los materiales triásicos sobre las rocas paleozoicas fuertemente estructuradas. Una característica de este sector es el paralelismo de las estructuras hercínicas con la citada discordancia. El Paleozoico constituye el antepaís respecto al orógeno alpino, y se ha comportado como un zócalo rígido en donde sólo se da una tectónica de fractura y movimiento de bloques. La base erosiva de la discordancia, la horizontalidad y la ausencia de deformación del Triás, confirman lo anterior, por tanto el citado paralelismo significa que las estructuras hercínicas han condicionado los depósitos triásicos, lo que implica que con toda probabilidad se produjo una fracturación en la etapa extensional de creación de cuenca condicionada por la fracturación hercínica previa. En este sector la dirección varía de N90°E a N40°E que coincide en parte con la segunda fase hercínica, que debe marcar una discontinuidad litológica importante, y en parte con la fracturación tardihercínica NE-SO.

Posteriormente a esta fracturación precoz se producen las fracturaciones alpinas estudiadas principalmente en los sedimentos terciarios manchegos con su vulcanismo básico del Campo de Calatrava. Según dataciones radiométricas (ANCOECHEA, 1982; BONADONNA y VILLA, 1986), el vulcanismo de Campos de Calatrava se inició a finales del Mioceno superior con la efusión de leucititas olivínicas, a las que siguió una etapa de vulcanismo basáltico alcalino que se prolonga hasta el Cuaternario. Durante este periodo se ha reconocido (IGME, 1988), tres episodios de deformación en el sector de Campos de Calatrava. La primera etapa fue extensional, tuvo lugar en el Mioceno superior, y abrió un proceso de creación de cuencas con la reactivación de fracturas de dirección N-S, O-E y NE-SO. A este episodio le siguió una etapa de apertura durante el Plioceno, responsable de la creación de la cuenca manchega. Y la tercera etapa es de compresión y se caracteriza por el desarrollo de suaves ondulaciones. En general las efusiones volcánicas se han interpretado como un gran accidente distensivo desarrollada en el antepaís según un modelo de indentación con compresión máxima NO-SE (DOBLAS *et al.*, 1991; LÓPEZ RUIZ *et al.*, 1993; CEBRIA y LÓPEZ RUIZ, 1995). Según este modelo, la indentación de las Béticas sobre el zócalo hercínico provocó la rotación de las directrices estructurales NO-SE hasta disposiciones E-O o ENE-OSO. En este estudio se ha visto que el giro se debe a la segunda fase de deformación hercínica, con rejuegos de fracturas en el alpino.

Como alternativa a este modelo de ascenso y extrusión en un régimen local distensivo, VEGAS y RINCÓN-CALERO (1996) proponen un mecanismo basado en procesos flexurales de la litosfera en un régimen compresivo débil que abarcaría desde el Mioceno tardío al Cuaternario, cuyo tensor está definido por una compresión máxima, horizontal según N140°-160°E, y una mínima también horizontal N60°-70°E. Según este modelo la deformación débil en el antepaís se resolvió con suaves flexuras N60°-70°E.

En esta Hoja los efectos de la deformación alpina son poco intensos y se resuelven con flexiones muy suaves y algunas fracturas como las que aparecen al Oeste de Puebla del Príncipe de direcciones entre N20°-90°E.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA

El territorio que abarca la Hoja de Torre de Juan Abad (nº 839) se encuentra situado al este de la provincia de Ciudad Real, perteneciendo, administrativamente, a la Comunidad Autónoma de Castilla-La Mancha.

Los materiales que aparecen en la hoja abarcan un gran registro geológico que va desde el Paleozoico, concretamente desde el Ordovícico, hasta el Cuaternario. Este hecho da lugar a que el paisaje ofrezca diferentes morfologías y relieves dependiendo de la litología y de la estructura dominante en cada sector.

Morfoestructuralmente, y considerando el ámbito regional, la zona se encuentra situada en el límite entre la Meseta Ibérica, en su borde suroriental y la Plataforma estructural de Campo de Montiel. Entre estos grandes dominios se instala una Cuenca Terciaria, apéndice por el sur de la Cuenca del Jabalón.

Todas estas características, unidas a la actuación de los procesos externos, son las responsables de que el relieve de la hoja sea lo que es en la actualidad. En una primera aproximación puede decirse que se trata de un relieve suave, en el que no se observan grandes contrastes altimétricos y en el que se reconocen tres dominios con características morfológicas muy diferentes.

El primer dominio, el de la Meseta Ibérica, se caracteriza por un conjunto de pequeñas sierras alargadas que entran por el borde occidental de la hoja, con una dirección O-E y que poco a poco van girando hasta adquirir una disposición SO-NE, hasta entrar en contacto con los materiales mesozoicos de Campo de Montiel.

El segundo dominio lo constituye la Plataforma estructural de Campo de Montiel que aparece en el cuadrante noreste de la hoja. Se trata de una cobertera mesozoica, instalada sobre el zócalo hercínico y que consta de dos conjuntos litológicos diferentes. El inferior formado por detríticos finos, sobre los que reposan margas y yesos y, el superior, formado por dolomías, calizas y carnioles. Este dominio, de estructura tabular, da como resultado una morfografía plana, actualmente disectada por la red fluvial.

El tercer dominio lo forman los materiales terciarios que atraviesan la hoja desde el norte hasta la esquina suroeste, cubriendo en muchos casos, el contacto entre los dos dominios anteriores. El terciario, por su parte, consta de dos unidades: la basal, detrítica y la superior, carbonatada. Esta última, dada su disposición horizontal, da lugar a una superficie estructural sobre la que se desarrollan procesos: kársticos, edáficos, erosivos, etc.

El relieve de la hoja es relativamente suave con una altura media de unos 900 m. Las mayores alturas se localizan al sur de Villamanrique, donde el cerro de San Cristóbal alcanza los 1074 m. Destacan también los cerros de San Pedro (975 m), Peñala (975 m), Dos Hermanas (988 m) y Yesero (984 m). Los terrenos más bajos se encuentran en el sector meridional del valle del río Guadalén, donde desciende por debajo de los 800 m.

La red de drenaje ofrece una morfología muy diversa y ello es debido tanto a la variedad litológica como a la estructural. Así en los bordes sur y suroriental, donde el paleozoico es más frecuente, las redes son incisivas, de densidad media-alta, con forma detrítica y ramificada.

Por el contrario, más al norte, el drenaje que parte de las pequeñas sierras paleozoicas, al llegar a las llanuras terciarias se dispersa, se difumina e incluso llega a desaparecer. Aquí la densidad de cauces es muy escasa y la incisión inexistente.

El principal río de la Hoja es el Guadalén que tiene sus mayores afluentes por la margen derecha, son los arroyos de la Vega, de la Cerrada, del Saladillo y de la Salceda. Por otra parte los arroyos del sector norte, como el Oregón, de los Campillos y de las Monjas desaguan directamente en el río Jabalón, en la contigua hoja, por el norte, de Villanueva de los Infantes. Por último, en la esquina sureste, existe un conjunto de arroyos como son Vallejo Ochoa, Higuerilla, de las Marañas, del Gavilán, del Huerto, de la Grulla y otros, que se unen en cauces de rango mayor para desaguar en el río Guadalmena, en la contigua por el este (Bienservida).

Por lo que se refiere a la población, se trata de una zona escasamente habitada, con pocos centros urbanos y de pequeño tamaño. La localidad principal es Torre de Juan Abad, seguida de Cózar y Villamanrique. De menor envergadura son Puebla del Príncipe, Almedina y Santa Cruz de los Cáñamos. Todos estos núcleos están conectados entre sí por una red de carreteras comarcales y locales, lo que unido, a un importante trazado de caminos carreteros, facilita el acceso a la mayor parte de la superficie de la Hoja.

La vegetación se concentra mayoritariamente en los terrenos paleozoicos, tanto en las pequeñas y alargadas sierras que cruzan el centro y sur de la hoja como en la esquina sureste. Lo más característico es el monte bajo y el olivar aunque no es raro ver cultivos hortofrutícolas en los valles de los principales ríos.

5.2. ANTECEDENTES

La bibliografía, relativa al Cuaternario o a la Geomorfología, no es demasiado abundante para el sector de la hoja en estudio, pero existen aspectos concretos que han sido motivo de interés para algunos autores. Tal es el caso de la Plataforma de Campo de Montiel. Entre los autores que se han preocupado por la evolución geomorfológica de esta Plataforma hay que destacar a DANTÍN CERECEDA (1935) y HERNÁNDEZ PACHECO que ya en 1949 distinguía en la Mancha dos subregiones naturales, “una, la genuina llanura manchega, que comprendía la mayor parte. Otra, el Campo de Montiel”. También de interés son los trabajos de PLANCHUELO PORTALES (1954), LAUTENSACH (1967), ROMMERSKIRCHEN (1978), MARTÍN SERRANO Y GARCÍA ABBAD (1979) y PÉREZ GONZÁLEZ (1982). Este último autor expone que en la Plataforma de Campo de Montiel existe un relieve policíclico de superficies escalonadas con niveles de base distintos y que han sufrido diferentes deformaciones tectónicas.

Existen, también, una serie de trabajos dedicados a las características geomorfológicas del Macizo Hespérico Meridional, entre los que se destacan los de DÍAZ DEL OLMO Y RODRÍGUEZ VIDAL (1989, 1994).

Finalmente, junto a estos estudios, la realización de las hojas geológicas, a escala 1:50.000, del Plan M.A.G.N.A., próximas a esta zona, ha servido de gran ayuda para la confección de esta cartografía geomorfológica

5.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

En este apartado se tiene en cuenta el relieve desde un punto de vista estático pero considerando dos aspectos, uno endógeno y otro exógeno. El primero se refiere a la morfoestructura

ra y, el segundo al modelado.

5.3.1. Estudio morfoestructural

Se trata de establecer, aquí, las relaciones que existen entre el relieve y la arquitectura geológica, es decir, dados unos materiales y una determinada disposición de los mismos, cuál es el resultado después de su exposición a los agentes meteorológicos.

Para ello, y en primer lugar, es necesario situar la zona de trabajo en un contexto más amplio, de modo que sus características geomorfológicas puedan comprenderse dentro del marco regional. En este sentido, la zona de estudio se sitúa, en la confluencia de dos grandes dominios morfoestructurales: el Macizo Ibérico y la Plataforma de Campo de Montiel. Por lo que respecta al primero, se manifiesta en una serie de sierras pequeñas y alargadas que destacan sobre una llanura terciaria, como si fueran lomos de ballena. Justo en este, sector se produce un cambio en la dirección de los materiales paleozoicos y las sierras aparecen formando una especie de arco con la concavidad hacia el norte.

Por su parte, la Plataforma morfoestructural de Campo de Montiel está formada por una cobertera mesozoica, instalada sobre este zócalo paleozoico, perteneciente a la Meseta Ibérica. Consta de dos conjuntos litoestratigráficos: el inferior, de edad triásica, constituido por elementos detríticos sobre los que reposan materiales margoyesíferos, y el superior, de naturaleza carbonatada, de edad jurásica y sobre el que se ha elaborado la morfología que se observa en la actualidad. Esta cobertera apenas está deformada y se adapta, en la mayoría de la región, a las irregularidades del zócalo paleozoico. La Plataforma de Campo de Montiel tiene su origen en la disposición estructural de los sedimentos, pero el hecho de haber sido afectada por una intensa karstificación ha contribuido, sin duda, a su aplanamiento, por ello se ha incluido en el conjunto de las formas poligénicas. Esta estructura, casi tabular, refleja perfectamente la morfografía de la zona donde aparece, con un aspecto de altiplanicie, disectada en la actualidad por la red fluvial. Fuera del ámbito de la hoja las mayores alturas se localizan entre los 1.000 y 1.100 m para descender progresivamente hacia el Corredor Manchego y la Mancha Oriental, quedando sus depósitos sumergidos por debajo de los sedimentos neógenos. PÉREZ GONZÁLEZ señala, además, la existencia de un eje estructural de flexión, el eje del Bonillo, de dirección submeridiana que determina sendas inclinaciones hacia el ONO y ENE.

Entre estos grandes dominios se instala una cuenca terciaria en la que se pueden diferenciar dos unidades litoestratigráficas: una detrítica, en la base y una carbonatada a techo. La disposición horizontal de los sedimentos da como resultado una amplia superficie estructural, situada entre 850 y 880 m, y sobre la que se instala un karst de llanura.

Estos tres grandes conjuntos que aparecen en la hoja, cada uno de ellos con su litología y su estructura, han sido sometidos a la acción de los procesos externos, bajo determinadas condiciones climáticas. La consecuencia es una serie de formas menores que han sido cartografiadas y que se describen a continuación. Aparte de la superficie estructural, se reconocen también una serie de replanos estructurales, de diverso tamaño, que se desarrollan mayoritariamente sobre los sedimentos del Triás. Se escalonan desde la Plataforma a los valles y aparecen bien perfilados en todo el cuadrante noreste, entre las localidades de Almedina, Puebla del Príncipe y Santa Cruz de los Cáñamos. A veces estos replanos están ligeramente inclinados dando lugar a suaves cuestas. Por lo que se refiere a los escarpes que los limitan, no ofrecen un gran salto, pues en ningún caso superan los cien metros. A favor de estos escarpes

se forman también una serie de cerros cónicos, favorecidos por la diferente competencia de los materiales. Son muy frecuentes entre Santa Cruz de los Céspedes y Puebla del Príncipe.

Los terrenos paleozoicos se caracterizan por un relieve de tipo apalachiano donde las formas más frecuentes son crestas, cuestras, "hog back" y resaltes de capas duras. Todas ellas se perfilan en el paisaje y son muy ilustrativas de las principales estructuras y direcciones de plegamiento.

5.3.2. Estudio del modelado

En este apartado se enumeran y describen las diferentes formas generadas bajo la actuación de los agentes externos, ya sean de carácter zonal (climáticos) o azonal (fluviales, kársticos, etc.). Tanto las formas denudativas como las acumulativas se describen según los procesos que las han generado o según los sistemas morfogenéticos a los que pertenecen.

5.3.2.1. Formas de ladera

Se originan al pie de algunas vertientes y son debidas a la acción conjunta del agua y de la gravedad. Dentro de este grupo solamente se han reconocido coluviones, sin embargo hay que decir que son bastante abundantes y que, a veces, alcanzan un gran desarrollo. La observación de la cartografía geomorfológica nos muestra como este tipo de formas se desarrolla, mayoritariamente, sobre las pequeñas sierras paleozoicas disponiéndose alrededor de las mismas a modo de orla. También se encuentran algunos ejemplos en el valle del río Guadalén con morfología alargada y paralelos al cauce.

5.3.2.2. Formas fluviales

Dentro de las formas fluviales se han distinguido dos grupos: de acumulación y de erosión. Por lo que se refiere a las primeras, las formas reconocidas son fondos de valle, conos de deyección y terrazas. Entre las segundas aparecen: incisión vertical, arroyada difusa, cárcavas, cabeceras de cárcavas, aristas y escarpes de terraza.

Los fondos de valle están por toda la superficie de la hoja y aparecen con formas estrechas, alargadas y serpenteantes aunque, a veces, adquieren trazados bastante rectos debido a la linealidad de sus cauces. Destacan los del río Guadalén que alcanza, en ciertos puntos, 500 m de ancho, y los de los arroyos del Buey, de los Campillos, de la Vega, de la Cañada, de Oregón, de Santa María y arroyo de las Huertas.

Los conos de deyección aparecen en la desembocadura de algunos ríos cuando alcanzan un valle de rango mayor. Son muy escasos, de pequeño tamaño y aparecen de forma aislada en el valle del río Guadalén. Presentan la típica forma de abanico y una clara convexidad, tanto en su perfil transversal como longitudinal. Los depósitos que los constituyen son una acumulación de cantos y gravas con una matriz arcilloso-arenosa. La litología depende, en cada caso, de los materiales que los alimentan, y en esta hoja, son las margas yesíferas y las areniscas del Trías.

Las terrazas tampoco alcanzan un gran desarrollo y sólo aparecen en el valle del río Guadalén, al norte y al oeste de Villamanrique. Su morfología es alargada, en bandas paralelas al cauce. El techo es plano y ofrecen escarpes bien conservados. La altura sobre el "talweg" actual es de +2-3 m. Están formadas por gravas, cantos, arenas y limos de diversa litología y muestran algunas estructuras sedimentarias propias del medio fluvial.

Las formas erosivas ofrecen una excelente representación, destacando la red de incisión que, en la esquina sureste de la hoja, alcanza una gran densidad, y donde los cauces alternan, estrechamente, con interfluvios agudos o aristas. Otras zonas de incisión se han originado en toda la franja sur de la hoja, coincidiendo con las áreas donde hay afloramientos paleozoicos. Aquí, a diferencia de la zona anterior, los interfluvios son algo más suavizados. Cuando la incisión se hace más acusada aparecen las cárcavas. Un ejemplo de ello se encuentra al sur del Cortijo del Alamillo, entre las localidades de Torre de Juan Abad y Almedina. Finalmente, los escarpes de terraza constituyen otro de los elementos a considerar en este apartado. Sobre ellos baste decir que están bien conservados y que presentan un salto de +2-3 metros con relación al cauce actual.

5.3.2.3. Formas poligénicas

En este apartado se han incluido la Superficie, la Penillanura Poligénica, la Superficie morfoestructural de Ossa de Montiel, una serie de glacis de diferentes características y las alteraciones rojas que aparecen en el sector de La Cabañuela.

La Superficie de la Penillanura Poligénica es la más antigua de las que aparecen en la hoja. Se trata de una superficie de arrasamiento pre-miocena que constituye uno más de los aplanamientos que han afectado al zócalo hercínico. La actividad morfogenética que tiene lugar en el Paleógeno dio lugar a esta superficie cuyos retazos se observan hoy en día sobre sierras menores y por encima de las cuencas terciarias. En la Hoja de Torre de Juan Abad, aparece en el sector noroeste, en los parajes de La Cabañuela y Casa del Campillo, donde se sitúa entre los 850 y los 900 metros, aproximadamente. La superficie está bastante degradada debido, por un lado a la reactivación tectónica del zócalo y, por otro, a los procesos de alteración sufridos a lo largo de su historia morfogenética. Estos hechos, unidos a la incisión de la red fluvial, han dado como resultado que dicho aplanamiento aparezca muy disectado y escalonado a modo de peldaños morfológicos (RODRÍGUEZ VIDAL Y DÍAZ DEL OLMO, 1994).

La Superficie de Ossa de Montiel, aunque aparece discretamente en la hoja, es la que ocupa una mayor extensión dentro del conjunto de superficies escalonadas que han sido definidas en la Plataforma de Campo de Montiel. Se caracteriza por la ausencia de relieve y por dar lugar a una espectacular planicie labrada sobre los materiales del Lías. Aunque considerada en su totalidad, discurre entre los 900 y 1060 m, concretamente en la hoja se desarrolla, de sur a norte, entre 1041 y 1000 m., inclinándose, en esta dirección, de forma suave con una pendiente general aproximada del 2%. Aunque no lleva depósitos asociados, la Superficie de Ossa de Montiel está afectada por una intensa karstificación que profundiza varios metros a través de grietas y fracturas, dando lugar a cuevas y otras formas endokársticas. En superficie pueden reconocerse dolinas y uvalas tapizadas por arcillas rojas ("terra rossa"), producto residual del proceso de disolución de los materiales carbonatados del Jurásico. Allí donde la superficie de erosión pierde algunas de sus características por una excesiva erosión, se ha utilizado una trama discontinua para indicar su morfología degradada.

Los glacis son originados por el agua, la gravedad, la arroyada, etc. En esta Hoja, los glacis de mayor tamaño se desarrollan en la esquina noroeste, a favor de los relieves paleozoicos, pero también se pueden encontrar otros ejemplos más al sur, en la margen izquierda del río Guadalén y al este de la localidad de Puebla del Príncipe. Los primeros, al igual que algunos coluviones, se disponen en forma de aureola, al pie de los relieves, solapándose lateralmente, por lo que dan lugar a una franja continua de sedimentos. Algunos de ellos son de gran desarrollo y pueden llegar a medir algo más de 2 Km de largo. El resto de los glacis cartogra-

fiados, tanto los próximos al paraje de La Cabañuela, como los que se encuentran más al sur, consisten en formas aisladas, de tamaños comprendidos entre uno y dos kilómetros cuadrados. El perfil longitudinal de todos ellos es plano-convexo y aparecen descendiendo, suavemente, desde zonas medias de las laderas hasta casi los valles.

Finalmente, dentro de este grupo, se incluye la alteración arcillosa roja que aparece sobre los sedimentos paleozoicos, sobre todo en las pizarras. Esta alteración es de carácter ferruginoso y presenta un fuerte enriquecimiento en arcillas. Probablemente está relacionada con la degradación de la Penillanura Poligénica. No se ha podido observar ningún perfil "in situ" por lo que una descripción detallada se hace prácticamente imposible. Dado, además, que la degradación de esta alteración ha dado lugar a su derramamiento y coluvionamiento por las laderas de La Cabañuela, se ha considerado conjuntamente la alteración y sus derrames. Estos últimos han impedido la visualización y cartografía detallada de los terrenos paleozoicos subyacentes.

5.3.2.4. Formas lacustres

Se originan en el fondo de algunas dolinas debido a la impermeabilización del sustrato por los productos de disolución. Se localizan en el fondo de las dolinas desarrolladas sobre los materiales carbonatados del terciario. Son de muy pequeñas dimensiones, de formas redondeadas u ovaladas y desarrollan suelos grises de carácter vértico. Se localizan entre el arroyo de la Vega y Torre de Juan Abad, también en las proximidades de Casas del Monte, al norte de la Hoja. En épocas de lluvia pueden llegar a tener lámina de agua.

5.3.2.5. Formas kársticas

En esta Hoja, las formas kársticas son el resultado de los procesos de disolución sobre materiales carbonatados del Lías y del Terciario. La principal manifestación son las dolinas y uvalas con morfologías redondeadas, ovaladas o arriñonadas y con tamaños que oscilan desde pocos metros hasta algo más de un kilómetro; a veces, en su fondo, se acumulan, además de los productos residuales de la disolución, algunos clastos de carbonatos procedentes de la erosión de sus escarpes. Las dolinas son muy abundantes sobre la superficie terciaria donde se adivinan orientaciones preferentes. Por lo que respecta a la Plataforma, aunque en esta Hoja, su expresión es muy reducida, en las hojas contiguas aparece ampliamente desarrollada y en ellas se observan otras muchas morfologías, como oquedades, bolsas, surcos, etc. relleños de arcillas de descalcificación rojo-vinosas. En algunos puntos se desarrollan también lapiaces en los que surcos y cretas se suceden ininterrumpidamente dándole a las calizas un aspecto ruiforme. La "terra rossa" aparece por todas partes, rellenando no sólo dolinas y uvalas, sino todo tipo de grietas y fracturas.

5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones superficiales, en esta hoja, coinciden en su totalidad con los depósitos cuaternarios. Las formaciones superficiales deben tratarse por un doble motivo, primero porque dan información geomorfológica adicional y, segundo, porque definen formas propias y porque la caracterización de las mismas es de gran importancia pues, su conocimiento y localización son imprescindibles en muchas ramas de la Geología Aplicada.

A grandes rasgos y teniendo en cuenta las numerosas definiciones existentes, según los especialistas o el uso que de ellas hagan técnicos o planificadores, se consideran formaciones

superficiales a aquellos materiales coherentes o no, pero que han podido sufrir una consolidación posterior, y que están conectados con la evolución del relieve observable en la actualidad.

Una síntesis relativa a estos conceptos es la realizada por GOY, PÉREZ GONZÁLEZ, PORTERO Y ZAZO (1980) en la que señalan como rasgo más relevante su cartografiabilidad, añadiéndole una serie de atributos imprescindibles como son: geometría, textura, consolidación, espesor, génesis y, siempre que sea posible, cronología.

En la Hoja de Torre de Juan Abad se han reconocido como formaciones superficiales: coluviones, fondos de valle, conos de deyección, terrazas, glacis, alteraciones, fondos endorréicos y arcillas de descalcificación. Como en el apartado anterior ya se han descrito algunos de sus rasgos, aquí quedarán reflejadas las características texturales, litológicas y la cronología.

Los coluviones están formados por bloques, cantos, gravas y arcillas, pero pueden diferenciarse dos tipos de depósitos, debido a la acusada diferencia litológica y textural de las áreas madre. Dentro del primer grupo se incluyen los coluviones provenientes del paleozoico de las sierras que atraviesan la Hoja. La litología de los clastos queda determinada por los materiales existentes en la parte superior de la ladera, por ello es frecuente encontrar cuarcitas y pizarras, en bloques de diferentes tamaños, con una matriz arcillosa roja, producto de la alteración de dichos materiales. El segundo tipo de coluviones es el que deriva de los sedimentos jurásicos y triásicos, por lo que en este caso los clastos son fundamentalmente dolomías, carniolas, calizas y algunas areniscas. La matriz, es muy abundante, mientras que el tamaño de los clastos es mucho menor que en los anteriores. En cuanto a la potencia, varía según los casos, pero puede establecerse entre 2 y 5 m.

Los fondos de valle están formados por cantos, gravas, bloques, arenas y limos. Los ríos, arroyos y cañadas que existen en la hoja proceden de diferentes relieves, por lo que la composición de los fondos depende de su área madre. Los depósitos aluviales cuyo origen es la Plataforma de Campo de Montiel, como el río Guadalén, tienen la litología de sus elementos gruesos de naturaleza carbonatada: dolomías micríticas, dolomías brechoides, dolomías carniolares y calizas dolomíticas. También incorporan algunas areniscas, arrancadas de las intercalaciones detríticas del Trías. La matriz es arenoso-limosa roja y el tamaño de los cantos varía de unos cursos a otros, pero lo más frecuente es observar que oscila entre 4 y 7 cm, con tamaños máximos de 30 cm. El grado de redondeamiento varía entre subanguloso y subredondeado, con cierta tendencia al alargamiento de uno de sus ejes. Por lo que se refiere a los fondos de valle que se alimentan de los relieves paleozoicos, se caracterizan por contener como elementos gruesos: cuarcitas, areniscas, pizarras y, rara vez, calizas. La matriz es arenoso-arcillosa con algo de limo. El tamaño de los cantos es algo mayor que en los anteriores y presentan un menor grado de redondeamiento y de esfericidad. El máximo tamaño, observado en el campo, supera los 30 cm y la potencia no es fácilmente visible en ningún caso pero, por lo observado en áreas próximas, debe oscilar entre 3 y 5 m. La edad asignada a estos depósitos es Holoceno por constituir los depósitos de la última etapa de la evolución de la red de drenaje.

Los conos de deyección están formados por cantos, gravas, arenas y arcillas. Los materiales de que se alimentan son areniscas, cuarcitas, pizarras y calizas. El tamaño de los clastos es muy variable pues cambia dentro del mismo depósito, disminuyendo considerablemente desde la zona apical a la distal. Con la potencia sucede lo mismo, pues también disminuye en el mismo sentido pero, en la zona de máxima acumulación, puede llegar a tener 5-7 m. La edad de estos conos es Pleistoceno superior.

Las terrazas ofrecen casi las mismas características que el aluvial del río Guadalén, pues es en el valle de este río donde se desarrollan. Los clastos tienen naturaleza carbonatada, en su mayoría, al proceder de la Plataforma de Campo de Montiel, pero el río Guadalén, en su curso, atraviesa materiales paleozoicos por lo que también incorpora cuarcitas, areniscas, algunas pizarras y, ocasionalmente, cuarzos. La matriz es arenoso-limosa de color pardo rojizo. El tamaño medio de los cantos es de 4-7 cm y el máximo, observado en campo, es de 30 cm. El grado de redondeamiento es bueno, pero hay una cierta tendencia al aplanamiento. La potencia calculada es de 3-4 m, aunque no se ha observado ningún corte totalmente limpio. La edad que se le asigna es Pleistoceno superior pero no se descarta la posibilidad de que pueda llegar hasta el Holoceno.

Los glacis, por su parte, tienen unas características muy similares a las de los conos de deyección, pero en su mayoría están formados a expensas de los relieves paleozoicos, por lo que sus clastos son de cuarcitas y algunas pizarras y cuarzos. La matriz es arcillosa roja, en gran parte procedente de la alteración de carácter arcillo-ferruginoso que afecta a estos materiales. Su potencia es variable de unos lugares a otros, cambiando incluso dentro del mismo depósito pues, al igual que en los conos de deyección, disminuye hacia las zonas distales, por ello se puede considerar entre 2 y 6 m. Los cantos son subangulosos, muy poco evolucionados por tener el área madre muy próxima. Con respecto a la edad, se han situado en el Pleistoceno pues aparecen situados en las laderas, pero desconectados, por lo general del sistema fluvial actual.

Por lo que respecta a las alteraciones arcillosas rojas, poco más se puede decir de lo ya señalado en el apartado anterior, es decir que se trata de una alteración enriquecida en arcillas, pero con cierto contenido limoso. El color rojo intenso se debe a la oxidación del hierro. Los procesos erosivos han provocado su disgregación y coluvionamiento alrededor del paraje de la Cabañuela, encubriendo los materiales subyacentes. La potencia varía desde poco centímetros hasta 2 metros. Con respecto a la cronología, se ha dado una edad muy amplia Terciario-actualidad, porque se han incluido, no sólo la alteración sino también sus derrames.

Los fondos endorréicos aparecen en el fondo de algunas dolinas debido a la impermeabilidad que adquiere el fondo de las mismas por acumulación de arcillas de descalcificación. Los sedimentos resultantes son limos y arcillas grises y no es raro observar la presencia de cantos dolomíticos y carbonatados que proceden de la erosión de los escarpes. A techo se desarrollan suelos vérticos de color gris oscuro. Su funcionalidad hace pensar en una edad reciente para ellos, por lo que se han atribuido al Holoceno.

Las arcillas de descalcificación se desarrollan sobre las dolomías y carniolas del Lías y sobre las calizas micríticas y oncolíticas del Terciario. Son muy frecuentes debido a que las características litológicas de la zona favorecen los procesos de disolución. Aunque en la cartografía geomorfológica sólo se han diferenciado las arcillas que tapizan el fondo de las dolinas, la realidad es que este material es mucho más abundante pues aparece rellenando huecos, grietas, fracturas, tubos y el fondo de algunas grutas. Las arcillas de descalcificación o "terra rossa" se caracterizan principalmente por su color rojo oscuro o rojo vinoso y, aunque se denominen así, suelen tener un cierto contenido en limos y arenas. En el fondo de las dolinas suelen aparecer, también, algunos fragmentos de dolomías, procedentes de la erosión de los escarpes. Dada la dificultad para datar estos materiales, se les ha asignado una cronología amplia, porque es muy posible, dada la edad de la Superficie de Ossa de Montiel, que esta edad pueda remontarse hasta el Mioceno superior.

5.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

La historia de la evolución geomorfológica de este sector de la península está relacionada, por un lado, con la evolución del Macizo Hespérico meridional y, por otro, con la Plataforma estructural de Campo de Montiel, puesto que uno y otra confluyen en esta hoja. A su vez, la evolución de este sector meridional del Macizo Hespérico hay que incluirla dentro de los acontecimientos sucedidos en la totalidad del zócalo Ibérico. Lo cierto es que, de muchos de ellos, ha desaparecido su registro y sólo quedan algunas señales en el relieve.

El macizo Hespérico forma en su conjunto un bloque elevado. Se trata de un macizo arrasado, con pocos desniveles, que se encuentra en estado de penillanura y que ha sufrido un basculamiento hacia el océano Atlántico. Esta inclinación es aprovechada por los cursos fluviales principales (Guadiana, Tajo y Guadalquivir) para orientarse y verter sus aguas en esa dirección.

Después de su plegamiento, sobreviene una gran estabilidad y un paulatino dismantelamiento de la cadena, generándose la "Superficie de erosión pretriásica". Con posterioridad se producen una serie de retoques durante el Mesozoico y el Terciario, a los que se asocian alteraciones, que dan como resultado la "Penillanura Poligénica". Debido a la tectónica alpina, este zócalo se fractura y genera un relieve desnivelado en sierras y depresiones. El escalonamiento se acompaña de unas condiciones climáticas más áridas que en la etapa anterior y la erosión va destruyendo las alteraciones y rellenando las cuencas neógenas como la del Jabalón. El ciclo se cierra en el tránsito Plio-pleistoceno con los depósitos de Raña, procedente de los materiales cuarcíticos y de los suelos rojos. A partir de este momento se inicia el encajamiento de la red fluvial, a través de las principales líneas de debilidad, hasta llegar a la disposición que ocupa en la actualidad.

Por su parte, la Plataforma de Campo de Montiel, tiene su propia evolución. Esta Plataforma constituye un macizo limitado por la Llanura Manchega y las Sierras de Alcaraz y Alhambra. Son muchos los autores que se han preocupado por su evolución como LAUTENSACH (1967), ROMMERSKIRCHEN (1978), MARTÍN SERRANO y GARCÍA ABBAD (1979) y PÉREZ GONZÁLEZ (1982). Este autor, en su tesis doctoral sobre la Llanura Manchega, expone la existencia, en la Plataforma de Campo de Montiel de un relieve policíclico de superficies escalonadas con niveles de base distintos y deformaciones tectónicas. Diferencia hasta tres superficies de erosión escalonadas, sólo una de las cuales, la más reciente, aparece en la Hoja de Torre de Juan Abad.

La primera de ellas es la Superficie Superior de Campo de Montiel, situada entre 970 y 1.100 m. PÉREZ GONZÁLEZ no cree atrevido considerar que su ciclo evolutivo comenzaría después de la fase paroxismal Castellana (probablemente post-Arverniense inferior, DÍAZ DE MOLINA, 1978) y continuaría hasta el Ageniense. Estas fechas son muy parecidas a las que propone SCHWENZNER (1937) para su "Dachfläche". En definitiva, la edad que se asigna a esta superficie es pre-Oligoceno, aunque es posible, por sus depósitos asociados, que pueda ser algo más reciente.

La segunda es la Superficie de El Bonillo, con cotas comprendidas entre los 920 m y los 1.060 m. PÉREZ GONZÁLEZ (o.c.) relaciona su edad con el nuevo ciclo erosivo que se origina después de la Fase Neocastellana (post-Aragoniense superior), es decir, en el Mioceno inferior. Por otra parte equipara, tentativamente, la Superficie del Bonillo con la M3 de SCHWENZNER (1937) y con la B de GLADFELTER (1971).

La tercera superficie es la que aparece aquí con cotas entre los 1.000 y 1.091 m y se conoce como Superficie de Ossa de Montiel. Alcanza un gran desarrollo y, de forma general, se caracteriza por la ausencia de relieve y porque sobre ella se ha desarrollado una intensa kars-

tificación. PÉREZ GONZÁLEZ (o.c.) señala que su ciclo de erosión comenzaría a continuación del cierre del Estrecho Nordbético, coetáneo con la última fase de comprensión del Prebético externo, en el Sarravaliense superior-Tortonense inferior (CALVO, ELÍZAGA, LÓPEZ MARTÍNEZ et al., 1978). El ciclo de erosión de la Superficie de Ossa de Montiel sería, por tanto, del Mioceno superior o Turoliense y es durante este periodo donde se abren las cuencas de Júcar, Cabriel y, probablemente la cuenca del Jabalón.

Posteriormente, a principios del Villafranchiense inferior tiene lugar una nueva fase distensiva, La Iberomanchega I (Aguirre et al., (1976) que amplía las cuencas y abre el Corredor Manchego. En el Villafranchiense superior un nuevo periodo sedimentario tiende a rellenar y colmar las cuencas y depresiones formadas en la fase Iberomanchega I. A finales del Villafranchiense y coincidiendo con el final de la sedimentación pliocena, tiene lugar una nueva etapa de deformación regional, denominada fase Iberomanchega II (AGUIRRE *et al.*, 1976 y PÉREZ GONZÁLEZ, 1982) que deforma suavemente los últimos materiales depositados.

Con el inicio del Cuaternario los procesos erosivos prevalecen sobre los sedimentarios. Los cambios climáticos dan lugar al desarrollo de diferentes sistemas morfogenéticos. La actividad kárstica, así como la fluvial, constituyen algunos de los ejemplos. Por tanto, el desarrollo de procesos erosivos y de acumulación, motivados por los cambios climáticos y la neotectónica, terminan de imprimir y configurar el paisaje regional que se observa actualmente.

5.6. MORFODINÁMICA ACTUAL Y/O SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

La Hoja de Torre de Juan Abad no ofrece procesos morfodinámicos actuales de gran envergadura, pero esto no quiere decir que no se produzcan una serie de pequeñas modificaciones en el relieve, producto de la tectónica y de la exposición de los materiales a los agentes externos.

Algunos de los más notables son los procesos de disolución que tienen lugar en el macizo carbonatado de Campo de Montiel y en las calizas micríticas y oncolíticas del techo del Terciario, como consecuencia de la infiltración de las aguas de lluvia por grietas y fracturas. Pero debido a la existencia de un clima con tendencia a la semiárides, es decir, con escasas precipitaciones, la karstificación evoluciona muy lentamente, sin que se produzcan manifestaciones actuales apreciables

La actividad fluvial es constante, pero sus manifestaciones son pequeñas. Se pueden señalar surcos en la superficie de las calizas y margocalizas terciarias como consecuencia de los procesos de arroyada difusa, además de incisión vertical en algunos cauces. También, en la esquina suroeste de la hoja, hay huellas de una intensa actividad incisiva del drenaje que da como resultado una densa red de barrancos y aristas que proporcionan una geografía bastante accidentada.

A la vista de la baja intensidad de los procesos recientes, no se prevén cambios importantes, en el relieve de la hoja, al menos en un futuro inmediato.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

El registro estratigráfico del Paleozoico de Sierra Morena oriental, donde se ubica esta Hoja, queda encuadrado, como ya se ha descrito, en el Hiperciclo Postcámbrico, SAN JOSÉ *et al.* (*op.cit.*), que abarca los materiales con edades comprendidas entre el Ordovícico Inferior y el Carbonífero Superior.

Los materiales aflorantes de este Hiperciclo, pueden dividirse en dos conjuntos separados por la discordancia (límite de tipo 1) del Ordovícico Superior (Ashgill). Por tanto, se trataría de dos megaciclos; el inferior de Ordovícico Inferior a Superior (pro parte) y el superior Ordovícico Terminal a Devónico Inferior. En sectores próximos dentro de la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad) se ha constatado la existencia de series atribuidas al Devónico superior en conformidad cartográfica. Estos materiales con un límite de tipo 1 en su base, se integrarían en un tercer megaciclo dentro del registro paleozoico de Sierra Morena Oriental.

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

De esta forma, y admitiendo la discordancia (límite de tipo 1) no observable en esta área de la base del hiperciclo, pueden establecerse dos eventos de fracturación, con creación de cuenca, cuyas cronologías establecidas son la de Arenig inferior y la de Ordovícico terminal (Ashgill), 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 acrecionan en el registro sedimentario como respuesta, en gran medida, a los ascensos o descensos del nivel del mar.

PORTERO *et al.* (1988), definen de esta manera una serie de unidades tectosedimentarias (U.T.S.) en Montes de Toledo y Zona Surcentroibérica, en las que las alternancias de pizarras y cuarcitas se interpretan como respuesta a los movimientos cíclicos 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.

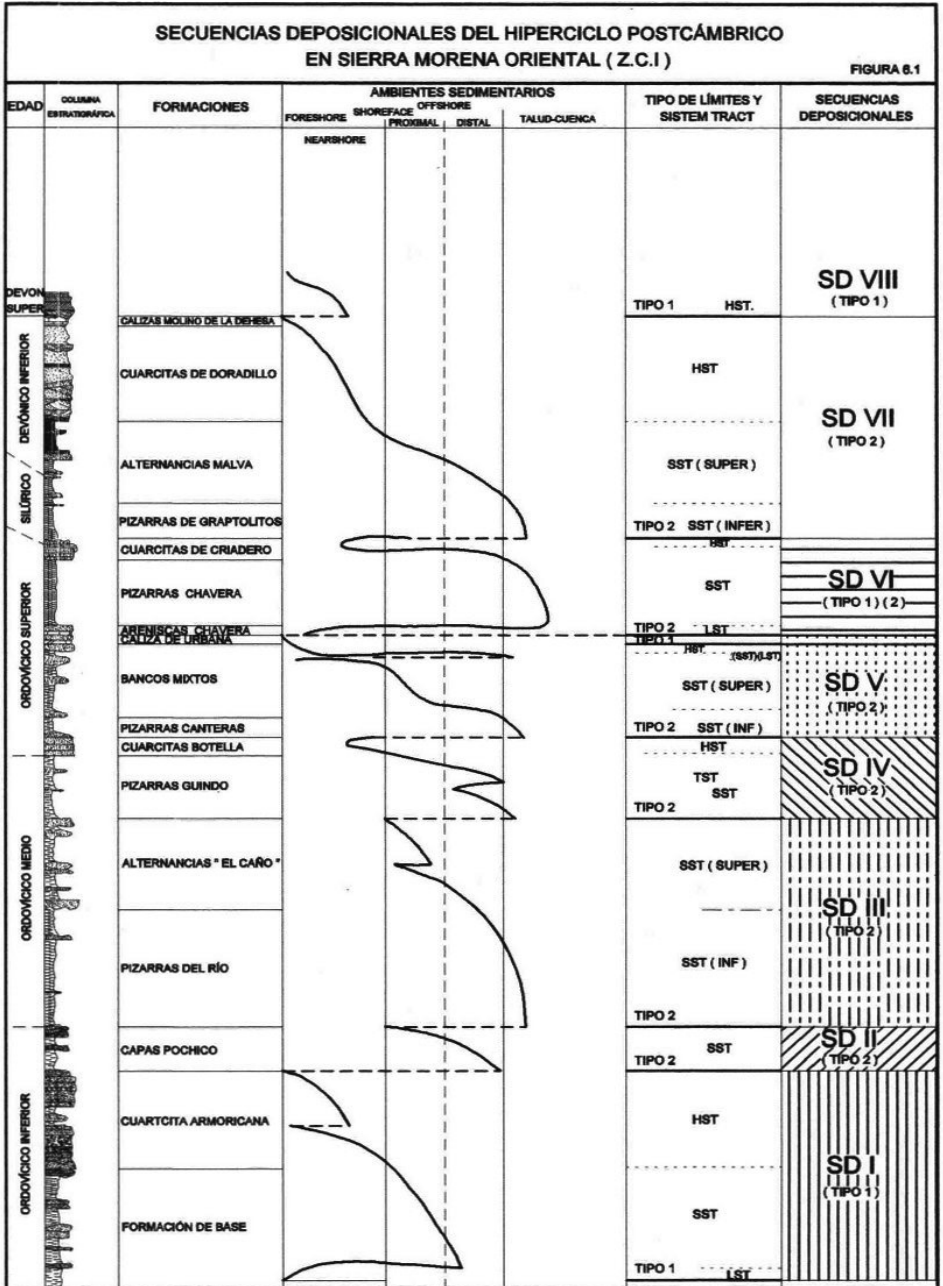
Aplicando criterios de estratigrafía genética, se han diferenciado en el hiperciclo postcámbrico una serie de Secuencias Depositionales (SD), MITCHUM (1977-1985), VAIL *et al.* (1977), VAIL (1987), POSAMENTIER *et al.* (1988) que de muro a techo son las que se determinan en la Figura 6.1.

Las diferencias sustanciales de interpretación respecto a divisiones propuestas por autores anteriores, consisten en que se consideran las facies arenosas de tipo constructivo (Armoricana, Cuarcita Botella, Cuarcita de Criadero y Cuarcitas de Doradillo) como depósitos de nivel alto (H.S.T.) (*highstand-systems tract*), diferenciándolas de los litosomas arenosos de tipo "destrutivo", con reciclado de los siliciclásticos del cinturón costero y que en general coinciden con facies "hummocky" (H.C.S.), GABALDÓN (*op.cit.*), de grano medio y grueso, a veces amalgamadas (Capas Pochico, Alternancias El Caño, Bancos Mixtos y Alternancias Malva), como depósitos de shelf-margin systems tract (S.S.T.).

Algunas de estas S.D. finalizan con el depósito de carbonatos (bioclásticos y bioconstruidos), que constituirán el H.S.T. de dichas secuencias. Son el caso de la "Caliza de Urbana" y la 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*") (S.S.T.) y "*transgressive system tract*" (T.S.T.), con su ciclos de facies estrato y grano crecientes somerizantes y progradacionales.

Figura 6.1.



QUESADA, C. (1992) propone un modelo geodinámico para el Macizo Hespérico en el que considera la Zona Centroibérica (Z.C.I.), 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 (Z.O.M.) durante la Orogenia Cadomiense, de tal forma que la Zona Surcentroibérica se configura como una cuenca de antepaís, en la que se alojaron en primera instancia, los materiales del Hiperciclo Anteordovícico de edad Alcudiense inferior-Cámbrico inferior. Estos depósitos sufrieron el plegamiento de la Orogénica Cadomiense.

La discordancia y transgresión del Ordovícico inferior, con la que comienza el Hiperciclo Postcámbrico, sellaría la etapa precedente marcando el paso a medios de plataforma silici-clástica correspondientes a un margen continental pasivo.

En este encuadre tectoestratigráfico se depositan las series aflorantes en esta Hoja durante el Ordovícico Inferior y Medio.

Durante este período se depositan las S.D. I a V (Figura 6.1), todas ellas, salvo la S.D. I son de tipo 2 con un hecho reseñable, común a todas ellas, cual es la mayor potencia comparativa de las facies de plataforma externa (S.S.T.) respecto a las facies de plataforma interna (T.S.T. y H.S.T.). Este hecho sistemático parece confirmar la idea expuesta por diversos autores, WALKER *et al.* (*op.cit.*), GABALDÓN (*op.cit.*), VAN WAGONER *et al.* (1987), de que el efecto fundamental de los huracanes y tormentas en las plataformas, es el de transportar sedimentos desde el *nearshore* al *offshore*, de tal forma que facies destructivas en plataforma interna equivalgan a constructivas en plataforma externa y talud.

Esta relación originada por la dinámica sedimentaria ligada a estos fenómenos meteorológicos, posiblemente podría justificar la formación de cuñas sedimentarias en la plataforma externa sin necesidad de invocar variaciones bruscas en el nivel relativo del mar que expongan a la acción erosiva sedimentos precedentes.

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

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

Con posterioridad a este evento extensional, se depositan las Secuencias Depositionales VI y VII, que abarcan desde el Silúrico hasta el Devónico Inferior, constituyendo un megaciclo de facies grano y estratoteciente, en una situación "regresiva" y somerizante.

Son muy escasos los registros sedimentarios datados con edades posteriores al Devónico Inferior, como sucede en gran parte de la Zona Surcentroibérica occidental. En el ámbito de la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad), se ha definido una laguna estratigráfica (Mesodevónica) de tal forma que sobre los depósitos carbonatados de los niveles superiores del Devónico Inferior (Emsiense), se tienen los materiales siliciclásticos y carbonatados del Devónico Superior (Frasniense).

Esta importante laguna mesodevónica de ámbito cuencal, GUTIERREZ MARCO, *et al.* (*op.cit.*), se interpreta como un episodio deformativo hercínico previo al principal, en la Z.C.I. y coetáneo con el primer episodio de deformación de la Z.O.M.

En estos sectores meridionales, muy próximos a esta área y dentro de la Hoja nº 886 (Beas de Segura), en discordancia con distintas formaciones Silúricas y Devónicas, afloran potentes series heterolíticas de afinidad turbidítica (Facies Culm), con edad Carbonífero Inferior.

Este hiperciclo postcámbrico se interpreta como una sedimentación continua en su margen continental pasivo, que se ve interrumpido por la Orogenia Hercínica.

La deformación hercínica, se produce en varias fases que, en conjunto, dan lugar a la estructuración principal de estos materiales. Las primeras manifestaciones son las ya descritas que se registran como lagunas sedimentarias durante el Devónico Medio. La primera fase (F₁), con plegamiento generalizado y esquistosidad, se produce durante una etapa variable, que con los datos regionales de edad absoluta y de los sedimentos sinorogénicos, se puede establecer entre el Devónico Superior y el Carbonífero Inferior.

Este primer episodio de deformación dio lugar a un engrosamiento cortical que provocó un colapso extensional con fracturas de despegue extensional, que son las estructuras atribuidas a la F₂ en la Hoja. Durante esta etapa se produce la intrusión del stock granítico de Santa Elena, datado por LARREA *et al.* (1999) en 331±34 M.a., y el depósito sincinemático de los materiales del Culm. Esta edad, aunque poco precisa, no discrepa de la propuesta por VALVERDE VAQUERO *et al.* (1996) para el evento extensional que durante el Viseense Superior-Namuriense sufrió la Z.C.I.

Finalmente, en el sector noroccidental de la Hoja nº 864 (Ventas de los Santos), en discordancia angular y erosiva sobre los sedimentos del Ordovícico Inferior, se han cartografiado unos afloramientos de tamaño muy reducido, constituidos por conglomerados polimícticos y cuya edad establecida es de Carbonífero Superior (Westfaliense D-Estefaniense). Estos depósitos constituirán la megasecuencia postorogénica con la que culmina el Hiperciclo Postcámbrico.

Por correlaciones regionales, se puede afirmar que estos depósitos son posteriores a las tres fases dúctiles de la Orogenia Hercínica y, probablemente, a las 2 primeras de fracturación frágil.

El período de granitización (tipo granodiorítico) también es amplio, iniciándose en niveles corticales profundos durante las etapas principales de deformación y emplazándose en zonas más someras en las etapas más tardías, con carácter sin a postcinemático. Las etapas de fracturación tardihercínicas son posteriores al Carbonífero Superior y pueden llegar hasta el Pérmico, ya que afectan al conglomerado discordante de edad Carbonífero Superior. En su conjunto se han descrito como sistema de fracturación conjugado NNO-SSE/NNE-SSO.

Con posterioridad a los últimos episodios deformativos de la Orogenia Hercínica, el área debió quedar emergida y sometida a una fuerte erosión. El registro sedimentario del Paleozoico plegado constituyó el antepaís y el área fuente de la cual proceden la mayor parte de los materiales, de carácter fundamentalmente detrítico, constitutivos del Triásico.

La erosión anterior no alcanzó el estado de peniplanización ya que cuando se inició la etapa de subsidencia previa, necesaria para la acomodación de los depósitos triásicos, posiblemente, los sectores topográficamente más elevados no formaban parte del medio receptor o zona de acomodación.

El ciclo Mesozoico se inicia con el depósito de los conglomerados del Buntsandstein durante el Triásico inferior (Scythiense), en un medio fluvial caracterizado por la predominancia de los abanicos aluviales.

Es posible que entre estos materiales y los que vienen a continuación exista una laguna estratigráfica, de modo que en el tiempo que media entre el depósito de ambos, el territorio de la Hoja debió permanecer bastante estable, es decir, sin erosión ni depósito, aunque con desarrollo de paleosuelos. Este periodo de tiempo pudo corresponder a la mayor parte del Anisiense, edad en la que en otras regiones más septentrionales de la Península (Cordillera Ibérica y Cataluña, concretamente) se producía la transgresión marina representada por los carbonatos del Muschelkalk inferior, transgresión que no llegaría a afectar a esta zona (y, posiblemente, tampoco a gran parte de la región situada al Sur del paralelo de Valencia, incluyendo el área de las Cordilleras Béticas).

La reanudación de la subsidencia en la zona al final del Anisiense o ya en el Ladiniense (Trías medio) dio lugar primeramente al depósito de materiales de carácter mixto (carbonatado-terrágenos), en una cuenca ya mucho más uniforme que la anterior como consecuencia de la nivelación efectuada por el depósito de los conglomerados del Buntsandstein. Estos sedimentos de ambiente lacustre posiblemente situados en una zona supramareal de una llanura de mareas, dieron paso, tras un período en el que se instalaron depósitos de llanura arenosa y ríos "*braided*" correspondientes a una zona de delta, a la transgresión marina del Ladiniense superior representada por los carbonatos del Muschelkalk superior.

Tras el período anterior, ya en el límite Ladiniense superior-Carniense, se inicia una fuerte reactivación en el área madre que deviene en un aporte de terrígenos, progresivamente mayor, dando lugar a una marcada regresión representada por los depósitos de la parte inferior del Keuper (Unidad de lutitas rojas con niveles de areniscas). Esta regresión estuvo acompañada por un importante incremento de la subsidencia en la zona como lo prueba la notable capacidad de acomodación de los grandes espesores de sedimentos Triásicos y el hecho de que durante este período se incorporen a la cuenca de depósito nuevas áreas que anteriormente permanecían por encima del nivel de acumulación. Tanto en los ámbitos septentrionales (Hojas nº 839, 883 y 878), como en los meridionales, sector del Cerro de la Yesera en la Hoja nº 864.

La regresión anterior, de edad básicamente Carniense (Trías superior), alcanzó su punto máximo en la base de la Unidad de Areniscas (parte media del Keuper), invirtiéndose entonces la polaridad sedimentaria e iniciándose, a partir de este punto una importante transgresión que condujo, a través de los depósitos de origen fluvial-llanura de inundación-"*sabka*" de la parte superior del Keuper, hasta los ya netamente marinos de los comienzos del Jurásico.

En el Lías inferior, la región experimenta un gran cambio paleogeográfico con una importante subida del nivel del mar, de modo que prácticamente todo el territorio (salvo, probablemente, las cumbres más elevadas del ámbito paleozoico) quedaría invadido por el mismo, con un ambiente sedimentario entre plataforma interna a inter-supramareal y depósito de carbonatos de facies someras en general.

Desde el inicio del Jurásico y prácticamente ya durante todo este periodo, la flexuración de la cuenca aumenta significativamente con respecto a la existente en el Trías, con una subsidencia progresivamente mayor hacia el Noreste en el ámbito septentrional y hacia el Sur y Sureste en el ámbito del Prebético.

Hacia el final del Lías inferior o principios del Lías medio, el medio sedimentario se hace en general bastante más restringido, predominando ampliamente los depósitos de "*lagoon*" e incluso llegándose localmente a un ambiente continental (lacustre).

Ya avanzado el Lías medio o incluso en el Lías superior una nueva transgresión instaaura de nuevo el régimen marino con ambientes que oscilan entre plataforma interna restringida y plataforma interna, alcanzándose en general condiciones de mar más abierto que en la anterior etapa del Lías inferior.

Antes de finalizar el Lías superior otra breve regresión reinstaura las condiciones restringidas con ambientes muy similares a los del final del Lías inferior o principios del Lías medio ya expuestos más arriba.

Al final de la época liásica y comienzos del Dogger una nueva transgresión instala de nuevo un régimen marino en condiciones más abiertas que las anteriores con un ambiente de plataforma interna y depósitos de calizas oolíticas y bioclásticas.

Con posterioridad al Dogger, en la zona no afloran materiales del registro sedimentario desde Cretácico hasta el Mioceno Superior. Por tanto, no pueden reconstruirse, excepción hecha al afloramiento de conglomerados atribuido al Wealdico en el límite nororiental de la Hoja nº 787 (Alhambra).

Establecido este hecho no puede reconstruirse la evolución tectoestratigráfica de esta área durante las principales etapas deformativas de la Orogenia Alpina.

En base a datos regionales y a los del entorno general del Proyecto, puede establecerse que en la submeseta meridional (Campos de Montiel y Cobertera Tabular), los episodios deformativos denominados fase Castellana y Neocastellana, de edades Oligoceno Superior y Mioceno inferior-medio, pueden ser las causantes de las principales estructuras de plegamiento y fracturación reconocibles en esta área, en las que como parece evidente, juega un importantísimo papel la reactivación de antiguas fracturas del zócalo hercínico, ya que salvo muy escasas localidades, la Cobertera Tabular no fue afectada de forma significativa por plegamiento.

Posiblemente, el episodio deformativo de la Neocastellana sea el generador de las Cuencas del Terciario Superior, especialmente de las del tipo Alhambra-Villanueva de los Infantes, con rellenos de tipo molásico.

Finalmente y a raíz del levantamiento epirogénico de la región se produce una fuerte reactivación de la erosión que conduce, tras sucesivas etapas, a la instauración de la red fluvial actual.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

Los indicios minerales que pueden observarse en el ámbito de esta Hoja son de dos tipos:

- Mineralizaciones dispersas ligadas a determinadas formaciones.
- Mineralizaciones filonianas.

En el registro estratigráfico del Paleozoico aflorante ya se ha descrito en el capítulo 2 (Estratigrafía), son abundantes los cristales idiomorfos de sulfuros, dispersos en las Pizarras del Río, Pizarras Guindo, Caliza de Urbana, Pizarras Chavera, Cuarcita de Criadero y Ampelitas Silúricas.

Tanto en las Pizarras del Río, como en las Ampelitas Silúricas, son abundantes los nódulos con núcleo de sulfuros polimetálicos. El volcanismo de carácter básico e intermedio, que ocurre durante el depósito de estas formaciones, concentra en su entorno los indicios más llamativos de sulfuros dispersos, tanto en los esquistos negros como en los carbonatos de Urbana. Posiblemente sea el volcanismo y sus aportes hidrotermales intracuenca, cuya máxima actividad se registra durante el Ordovícico Inferior-Medio (Oretaniense), y de forma más notable, en el tránsito Ordovícico-Silúrico (Ashgill-Llandovery), la causa de las mineralizaciones dispersas de sulfuros en las formaciones reseñadas. En ningún caso, estos indicios han sido motivo de laboreo ni explotación. En áreas más occidentales, RÍOS *et al.* (1979), citan mineralizaciones estratoligadas a techo de la Caliza de Urbana en el río Ojailen (SE de Puertollano), y en la Cuarcita de Castellar intercalada en las pelitas con fragmentos o Pizarras de Chavera, en la zona de la Carolina, que sí han sido objeto de laboreo minero. En estos indicios se ha comprobado que la relación blenda/galena es de 4/20, en tanto que en los filonianos, la proporción raramente alcanza el 1/20.

Las prospecciones geoquímicas en el ámbito regional demuestran igualmente que el fondo geoquímico en Pb es muy alto en estas formaciones, especialmente en la "Cuarcita de Criadero" o de Castellar.

Finalmente la ausencia en estos indicios de fracturas o filones de cuarzo significativos, lleva a plantear a estos autores, que estas mineralizaciones, en algún caso motivo de explotación minera, son de origen volcanosedimentario, y por tanto de origen muy distinto a las filonianas, lo que explicaría su distinta morfología y composición.

No existen datos contrastados de la posibilidad de enriquecimiento de las soluciones hidrotermales en su ascenso a través de estas formaciones, cuyo contenido sinsedimentario en sulfuros, era ya muy alto.

Como ya se ha descrito, las series del tránsito Silúrico-Devónico y Devónico, en general son formaciones muy ricas en minerales de Fe, bien como cemento, bien como oolitos en proporción variable dentro de areniscas. La geoquímica del hierro oolítico de las formaciones devónicas con alto contenido en titanio, aluminio y cromo, permite suponer que la procedencia del hidróxido férrico aportado a la cuenca es mayoritariamente externa, es decir, de la erosión de lateritas continentales en detrimento de un posible origen volcánico (hidrotermal) sin-

sedimentario, como podría suponerse, dado el aporte volcanoderivado de estas formaciones, aunque los contenidos de vanadio y fósforo en algunas capas de areniscas oolíticas, se corresponde mucho más con mineralizaciones de Fe de tipo Lahn-Dill, consideradas como de origen volcanosedimentario en cuenca marina somera. Por tanto, los hierros oolíticos de las formaciones devónicas tienen una geoquímica en la que confluyen elementos traza de marcado carácter continental y otros de procedencia volcánica submarina.

Dentro de esta Hoja, en estos indicios de hierro oolítico no se han localizado labores de investigación ni de explotación.

El único indicio de tipo filoniano encontrado en esta Hoja se localiza en una labor inactiva y difícilmente identificable, que se encuentra entre los cortijos de la Casa de la Calerilla y de Cobastigas, Indicio nº 1 (496.100; 4.262.900).

Entre los restos de la antigua escombrera se han encontrado fragmentos de cuarzo con mineralizaciones de galena y sulfuros.

El filón de cuarzo encaja en las pizarras negras del tránsito Ordovícico-Silúrico (Pizarras de Chavera) (12).

Los escasos datos que pueden deducirse de este indicio llevan a incluirlo como mineralización del tipo Ba (Pb-Zn-Cu-Ag), en filones hidrotermales, que rellenan fracturas tardihercínicas en una etapa distensiva. LILLO (1992), les asigna una edad pre-Ladiniense (Triás Inferior-Medio) e interpreta que los fluidos hidrotermales evolucionaron desde soluciones acuosas calientes (350°-375°C) moderadamente salinas y localmente carbonatadas y con sulfídrico disuelto de origen magmático y metasedimentario (materia orgánica y cristales de sulfuros en Pizarras de Río, Chavera y Ampelíticas), a soluciones acuosas de salinidad moderada y alta progresivamente, más frías y con una mayor relación SO_4/SH_2 como resultado de la mezcla de estos fluidos ascendentes con las aguas superficiales.

Los estudios regionales LILLO (*op.cit.*), RÍOS, J. (1977), etc., no encuentran parámetros objetivos que permitan establecer la localización de zonas con enriquecimiento en Plata, antes al contrario el comportamiento en el ámbito del distrito minero, da una distribución aleatoria.

En el análisis estructural realizado en esta Hoja y en la alledaños, se ha puesto de manifiesto la presencia en el borde meridional de la Z.C.I. una estructura de despegue extensional (2ª Fase Hercínica) de dimensiones regionales. Este despegue ha provocado un metamorfismo térmico importante con granitización y plutonismo (stock Santa Elena). Muchos de los indicios descritos en los campos filonianos de Linares-La Carolina-Santa Elena, pueden estar asociados a esta estructura que es una banda de cizalla de orden kilométrico, y de hecho el único indicio de esta Hoja parece estar relacionado con ella.

7.1.2. Rocas industriales y ornamentales

Son muy escasas las canteras existentes en la Hoja, y en ninguna de ellas se ha observado actividad extractiva, en la actualidad.

Las dos únicas industrias con cierta entidad se localizan, una en el vértice del Yesero. Indicio nº 2 (505.113; 4.269.871), donde se explotaron yesos rojos y blancos masivos de las facies

Keuper (25). En esta cantera aún se conserva en buen estado un horno vertical de mediano tamaño.

La otra industria se sitúa al sur de Santa Cruz de los Cáñamos, lindando con las casas del pueblo. Indicio nº 3 (512.050; 4.276.400).

Es una cantera con varios frentes de explotación, donde se trabajan las dolomías y calizas dolomíticas bien estratificadas del Lías Medio-Superior (28).

Junto a las canteras existe una instalación de tamaño mediano para el machaqueo del material extraído. Esta industria tiene un funcionamiento intermitente.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

Dentro del ámbito de esta Hoja se encuentra la divisoria entre las Cuencas de Guadiana al norte y el Guadalquivir al sur. La divisoria de cuencas se establece en una línea que de forma aproximada pasaría por Santa Cruz de los Cáñamos, Almedina y La Cruz del Muerto, de tal forma que el límite sur de la cuenca terciaria coincidiría con dicha divisoria en el sector entre Almedina y Torre de Juan Abad.

En este encuadre el área septentrional integrada en la Cuenca Alta del Guadiana, estaría drenada por Arroyos Oregón, Cózar, Hontanar y del Buey, afluentes del Jabalón por su margen izquierda y el área meridional dentro de la cuenca del Guadalquivir, lo sería por los ríos Guadalen y su afluente el Dañador. En este caso se da la circunstancia de que ambos ríos tienen sus fuentes en los materiales carbonatados de la Cobertera Tabular del sector de Santa Cruz de los Cáñamos. Estos materiales se integran en la Unidad Hidrogeológica de Campo de Montiel (U.H.04.06), integrante fundamental de la Cuenca Alta del Guadiana. Es por tanto un área específica en la que sus unidades litológicas en el ámbito regional quedan encuadradas las unidades hidrogeológicas de la Cuenca del Guadiana, pero las fuentes y los cursos fluviales que generan vierten a la Cuenca del Guadalquivir.

La zona queda enmarcada entre los paralelos 37 y 40 por lo que participa por una parte de las características termodinámicas de las masas de aire subtropical marítimo y continental sahariano, y por otra, se ve afectado por masas de aire polar marítimo y continental. La continentalidad imprime carácter a estas cuencas en el sentido de la extremosidad de los elementos climáticos. De esta forma la oscilación térmica en términos absolutos puede alcanzar los 60°C, lo que supone participar de las oscilaciones de temperatura siberiana y saharianas.

La latitud subtropical implica un alto número de horas de sol, lo que en conjunción con una topografía suave, origina valores de evaporación muy altos. En esta área se estima un promedio de 90 Hm³/año.

La zona se ubica entre las isothermas de 14°C al Sur y 11°C al Norte, con una temperatura media de 12,7°C y una precipitación promedio de 500 mm/año.

Como resultado de estos factores, entre los que destacan una precipitación media escasa e irregular, un índice de humedad bajo e insolación alta, una evaporación significativa y un período libre de heladas reducido a cuatro meses, el clima puede clasificarse como de tipo mediterráneo seco.

Las características hidrológicas vienen determinadas por la litología de las distintas formaciones que constituyen el registro sedimentario aflorante en esta Hoja.

En el ámbito geográfico de la Cuenca del Guadalquivir, la mayor parte de los materiales aflorantes son las series paleozoicas de la banda meridional, con un interés mínimo desde el punto de vista hidrológico dada su baja permeabilidad establecida en un índice de 10^{-5} a 10^{-6} en las formaciones pizarrosas, y 10^{-4} a 10^{-3} en las alternancias cuarcítico-pizarrosas y cuarcíticas respectivamente.

Estos índices de permeabilidad, de muy baja a baja, para la totalidad del registro paleozoico, redundan en que se considere área impermeable los afloramientos de estas formaciones. Los únicos manantiales de escaso caudal se encuentran localizados en formaciones cuarcíticas (Criadero), La Fuentes del Toril, y de Perete, al sureste y suroeste de Villamanrique son un ejemplo de esta disposición.

Dentro de esta Cuenca y en marco de las unidades triásicas, pueden distinguirse los materiales pertenecientes al Triásico inferior y medio (19, 20, 21 y 22) de la banda entre Castillo Montizón-Villamanrique-Puebla del Príncipe y los depósitos del Triás Superior (23 y 24).

En las series del triásico inferior los conglomerados y carbonatos de las unidades 19 y 20 tienen un índice de permeabilidad medio alto por porosidad intergranular y fisuración, en tanto que las series de areniscas y lutitas y margas del Triás medio son impermeables.

Como estas unidades del Triás inferior quedan encuadradas entre las fracturas de Villamanrique-Puebla del Príncipe al norte, y la de Castillo Montizón-La Zohora al sur, es en esta área donde, con carácter muy local, tienen una importancia en cuanto a la captación de agua en el conglomerado basal discordante sobre el paleozoico impermeable, para aprovechamiento agrícola es ganadero. Los pozos construidos en los Cortijos de Ardales, Caleras, Lozano y del Membrillo al sureste de Villamanrique, son un ejemplo del aprovechamiento de este recurso hidrológico de carácter local.

Las unidades del Triás medio y superior que afloran extensamente desde la Almedina hasta Torre de Juan Abad, constituidas por lutitas rojas con capas o bancos de arenisca intercalados en el substrato impermeable de la Unidad Hidrogeológica del Campo de Montiel (U.H.04.06), y de los depósitos de la Cuenca Terciaria, constituyentes de la Unidad Hidrogeológica de la Mancha Occidental (U.H.04.04). Ambas unidades hidrogeológicas, encuadradas en la Cuenca Alta del Guadiana.

En el extremo nororiental de la Hoja afloran las series carbonatadas del Lías inferior y medio de la Cobertera Tabular que en el ámbito regional representan el límite suroccidental de la U.H. 04.06.

A grandes rasgos esta unidad hidrogeológica se presenta como un macizo tabular carbonatado con cotas entre los 800 y los 900 m, y cuyos límites son al norte y oeste la Unidad Hidrogeológica de la Mancha Occidental (U.H.04.04), al sur las unidades triásicas y paleozoicas impermeables y al este, la Unidad Hidrogeológica del río Júcar.

El acuífero principal de la U.H. 04.06 está constituido por las formaciones carbonatadas del Lías (26, 27 y 28), descritas en el Capítulo 2, en la que se alternan capas y bancos de calizas dolomíticas y dolomías, sobre las que se ha desarrollado una intensa carstificación y fisuración.

El funcionamiento hidrogeológico del acuífero, de carácter libre, está condicionado por los umbrales o altos de los materiales triásicos, que constituyen su base impermeable.

El umbral triásico de Villahermosa-Viveros, divide en dos al acuífero; individualizando un pequeño sector al Sur, donde se integra el Lías de la Cobertera Tabular de esta Hoja, cuyo drenaje hacia la cuenca del Guadalquivir se produce a través de los manantiales situados a lo largo del contacto Lías-Triásico, en la zona de Villanueva de la Fuente-Terrinches-Puebla del Príncipe.

La elevada transmisividad del acuífero posibilita una elevada capacidad de almacenamiento. Sin embargo la altitud de los manantiales sobre la base impermeable, hace que queden secos o se reduzca sensiblemente su caudal cuando se produce un descenso moderado del nivel piezométrico.

Al norte del umbral Villahermosa-Viveros, es donde el acuífero presenta una mayor extensión. El drenaje, en su mayor parte, se realiza hacia el Guadiana. En esta zona los manantiales no están tan netamente asociados al contacto Liásico-Triásico, sino que se originan al cortar la topografía el nivel piezométrico.

Cabe citar que las disminuciones de nivel producidas en los años de la última sequía dejaron sin agua la mayoría de los manantiales situados en la cabecera de las Lagunas de Ruidera; lo que motivó la desconexión hidráulica en el sistema lagunar, reduciéndose la transferencia de caudales entre ellas a valores mínimos.

La transmisividad presenta grandes variaciones. Las más altas se dan en la cabecera de las Lagunas de Ruidera y al SE del Campo de Montiel, con valores situados entre 500 y 2.000 m²/día, que pueden alcanzar puntualmente los 6.000 m²/día. En el resto del acuífero, las transmisividades son mucho menores, variando entre 10 y 100 m²/día. En el acuífero superior de las calizas del Jurásico, las transmisividades son también del orden de 10 a 100 m²/día.

Los caudales son igualmente muy variables y están en función de la transmisividad. Son caudales frecuentes los situados entre 10 y más de 100 l/s.

Evolución piezométrica

Los datos piezométricos indican direcciones de flujo hacia los ríos y hacia la unidad de la Mancha Occidental (04.04). Existen notables variaciones del nivel freático en respuesta al régimen de precipitaciones y a la elevada capacidad de infiltración de los materiales que conforman los acuíferos. Se observan ascensos generalizados en períodos de elevada precipitación y descensos en épocas de estiaje.

El drenaje principal es hacia el Guadiana en la zona de las Lagunas de Ruidera (cotas de 800-950 m). Otros ejes de drenaje claros corresponden a los ríos Cañamares (Azuer) y Córcoles. Entre estos ríos y las cuencas vecinas del Júcar y Guadalquivir, se establecen divisorias subterráneas, que coinciden prácticamente con las aguas superficiales. En el borde de la Unidad 04.04, la cota de la piezometría es de 750 m aproximadamente.

Los gradientes oscilan desde el 7 por mil, en la zona central, a más del 5% en los bordes.

Esquema de balance hídrico

Según el SGOP-MOPU, 1988, es el siguiente:

Entradas

- Por infiltración de agua de lluvia: 135 hm³/año. (9 corresponden a la cuenca del Guadalquivir).

Salidas

- Drenajes a los ríos Azuer, Guadiana Alto y Córcoles: 65 hm³/año.
- Aportación lateral a la U.H. 04.04: 40 hm³/año.
- Explotación bombeos: 35 hm³/año (datos del año 1997).
- Manantial de Villanueva de la Fuente: 3 hm³/año.

Total de salidas: 143 hm³/año.

Situación administrativa

La situación hidrológica del Campo de Montiel, a partir de 1988, hizo intervenir a la Administración; ya que a las escasas precipitaciones se sumaron los efectos de las extracciones de aguas subterráneas con destino a riegos, ocasionando la merma de caudal de diversos manantiales utilizados para el abastecimiento urbano y de los niveles de las Lagunas de Ruidera.

Las primeras medidas se pusieron de manifiesto a través del Real Decreto 393/1988, por el que se declaran provisionalmente sobreexplotado o en riesgo de estarlo una zona delimitada por un perímetro definido por los siguientes vértices geodésicos: Parra, Sotuélamos, El Bonillo, Mirones, Povedilla, Terrinches, Villahermosa y Alhambra. Además, dentro del citado perímetro, en su parte meridional, se delimitó una subzona donde quedaron suspendidas las extracciones de aguas para regadío. Esta última quedó fijada por la unión de los siguientes vértices: Villahermosa, Cerro Crespo, Viveros, Povedilla y Terrinches.

La suspensión de las extracciones en la zona de exclusión tuvo como objeto la protección de los abastecimientos urbanos de Villahermosa y Montiel en las Hojas nº 813 y los de Cózar, Santa Cruz de los Cáñamos, Almedina, Torre de Juan Abad, Villamanrique y Puebla del Príncipe en esta Hoja, así como los regadíos tradicionales con derechos preexistentes (vegas del Jabalón, etc.).

En el Plan de Ordenación de las extracciones del acuífero del Campo de Montiel, aprobado el 12 de junio de 1989, se declara definitivamente explotado el acuífero, quedando constituida la Junta de Explotación.

A través de los sucesivos regímenes de explotación, aprobados anualmente desde entonces, se han reglamentado las medidas para controlar las extracciones (que llegaron a prohibirse en los años 1991 y 92), las dotaciones por usos, la instalación de caudalímetros en las explotaciones más significativas, así como otras medidas conducentes al control del acuífero.

La última Junta de Explotación, celebrada el 12 de diciembre de 1997, aprobó para el año 1998 un volumen de extracción máximo de 12 hm³, estableciendo también un caudal mínimo fluyente de 130 l/s en los manantiales de Villanueva de la Fuente.

En el ámbito de la Cuenca Alta del Guadiana se encuadra el denominado acuífero de la Mancha Occidental, definido como Unidad Hidrogeológica 04.04 (antes Acuífero 23), cuyos límites lo constituyen en esta área al sur los materiales paleozoicos y triásicos de carácter impermeable, y el límite oriental lo sería el límite abierto con la U.H.04.06 del Campo de Montiel.

En el ámbito regional, la unidad se constituye sobre una fosa tectónica, rellena por los materiales continentales neógenos y cuaternarios discordantes, bien sobre el paleozoico como conjunto impermeable en todo el borde suroriental, donde se encuentra esta Hoja, bien sobre series del Mesozoico y Terciario Inferior en áreas septentrionales.

Los materiales neógenos son los que rellenan la gran fosa central y forman las extensas llanuras típicas de la región. Litológicamente están compuestos por materiales detríticos en la base y carbonatados hacia el techo, si bien existen importantes cambios laterales de facies. Dado el carácter expansivo, los conglomerados basales no afloran y sólo se detectan a través de los sondeos.

Por último, materiales pliocuaternarios y cuaternarios cubren extensas zonas; si bien, dadas sus características de poca potencia y escasa consolidación, están conectados hidráulicamente con los niveles carbonatados superiores del Terciario.

Funcionamiento Hidráulico. Parámetros

La disposición estratigráfica y estructural, descrita anteriormente, de las formaciones que ocupan la Mancha Occidental, han dado lugar a dos acuíferos principales superpuestos.

El acuífero superior, de unos 5.000 Km², se desarrolla fundamentalmente en las calizas y margocalizas del Mioceno Superior y Plioceno. Comprende también a los niveles detríticos pliocuaternarios y cuaternarios y, en el entorno del Campo de Calatrava, a los materiales volcánicos, coetáneos con los depósitos neógenos. La potencia media del acuífero superior es de unos 35 m, aunque en las zonas subsidentes, o depocentros, pueden alcanzar los 200 m.

En conjunto, estos materiales actúan como un acuífero libre y muy heterogéneo que recibe la recarga por la infiltración del agua de lluvia, también de los ríos que discurren sobre su superficie y por transferencias desde el acuífero inferior. Actualmente también hay que considerar el retorno de agua de riego. La transmisividad es muy variable según el tipo de sedimento y su localización, variando entre 50 y 20.000 m²/día en las calizas y entre 20 y 200 m²/día en los detríticos superiores. Sus reservas de agua se estiman en unos 11.000 Hm³ (según ITGE, 1993; Plan Hidrológico, 1988).

El acuífero inferior, fuera del ámbito de esta Hoja, se extiende bajo los materiales neógenos en la mitad nororiental de la Llanura Manchega, con una potencia de unos 140-180 m. Está compuesto por calizas y dolomías del Jurásico y del Cretácico, y están en continuidad con los materiales de las Unidades Hidrogeológicas: 04.01 (Sierra de Altomira), al noroeste y 04.06 (Campo de Montiel), al sureste.

Los distintos niveles acuíferos de la U.H. forman un embalse subterráneo que en condiciones

naturales presenta un flujo regional hacia el Oeste. Las salidas se producirían a través de la evaporación y del drenaje hacia el río Guadiana. Los niveles acuíferos mesozoicos se encuentran “cerrados” en la parte occidental de la Llanura Manchega, por lo que el rebosadero natural del sistema se efectuaba mediante la descarga natural homogénea a través del acuífero superior y formaba manantiales u “Ojos” en la superficie del terreno.

Hasta el principio de los años ochenta, esta descarga se localizaba fundamentalmente en el paraje denominado Ojos del Guadiana, y en sentido amplio en un tramo de unos 20 Km hasta las Tablas de Daimiel.

En la última década, estas salidas naturales quedaron anuladas principalmente por el efecto de las extracciones de aguas subterráneas para el regadío, añadiéndose a ello la escasez de la recarga por infiltración causada por prolongadas sequías pluviométricas.

Los caudales medios de explotación son muy variables, entre 30 y 100 l/s, si bien localmente existen bombeos de 200 l/s. Los caudales inferiores se producen principalmente en las áreas marginales (margen derecha del Cigüela).

Evolución Piezométrica

La explotación de los acuíferos, tanto para el riego como para el abastecimiento urbano, se realiza mediante sondeos. Los datos de captaciones existentes son difíciles de precisar, cabe señalar que en el Inventario realizado por la C.H.G. en 1989/90 se detectaron unos 16.000 pozos, de los que en la actualidad están inscritos en los libros de registro 12.000. El número real puede superar los 25.000.

Se estima que, del total de las captaciones, el 80% explota el acuífero superior, el 10% el inferior y otro 10% ambos a la vez.

En el área de esta Hoja y dada la escasa potencia del terciario, los pozos en el triángulo Cozar-Almedina-Torre de Juan Abada, tienen su base sobre las arcillas rojas del Trías, por lo que en su totalidad, el único acuífero explotado es el único existente en esta zona, es decir el superior, y dentro de éste las facies carbonatadas de las calizas de gasterópodos tanto más potentes cuanto más al oeste y suroeste. La intensificación del regadío en los viñedos como monocultivo de extensas zonas dentro de esta cuenca terciaria ha conducido a la realización en los últimos años de numerosos pozos, bien de obra bien sondeos, en muchos casos no controlados como ya se ha indicado y dedicados en su mayoría al riego de estas modernas explotaciones agrícolas entre las cuales el “Señorío de Guadianeja”, en el sector suroccidental, es un ejemplo relevante.

Como consecuencia de la intensa explotación a la que se somete al acuífero, existe una lógica tendencia general hacia el descenso de niveles, más acusada en la zona occidental. La repercusión de estos descensos incide directamente en la supervivencia del Parque Nacional de Las Tablas de Daimiel, en la desaparición de los Ojos del Guadiana y en la economía de la región.

Esquema de balance hídrico

Entradas

Según el SGOP-MOPU, 1988, se estima en unos 340 Hm³/año la recarga de la unidad, procedente de: la infiltración de la precipitación (180 Hm³/año) y de los ríos (80 Hm³/año); infil-

tración procedente de las zonas de regadío (20 Hm³/año); aportaciones de agua subterránea desde las U.H. del Campo de Montiel (04.06) y Sierra de Altomira (04.01) (60 Hm³/año).

Salidas

Prácticamente en los últimos años, dada la creciente extensión del regadío, todas las salidas de la unidad, corresponden al bombeo. Datos del año 1987 estimaron que la extracción fue de unos 550 Hm³, de los cuales 30 se destinaron al abastecimiento urbano e industrial.

Como consecuencia de esta situación se ha producido un fuerte descenso de los niveles piezométricos (en algunas áreas superiores a los 35 m), respecto a 1974, y la desaparición de las salidas naturales del acuífero que daban lugar al curso del río Guadiana.

El déficit medio estimado en la Mancha Occidental se puede cifrar en unos 240 Hm³/año (1994).

Situación administrativa

Ante la situación de sobreexplotación manifiesta del acuífero, la Administración tomó una serie de medidas legales tendentes a la regulación de la extracción del agua dentro del mismo. La primera de ellas fue la *declaración provisional de sobreexplotación*, que se realizó el 4 de febrero de 1987 (Junta de Gobierno de la C.H.G.).

Posteriormente, y con carácter previo al establecimiento del Plan de Ordenación de las Extracciones, se definieron en 1991 los vértices de la nueva poligonal del acuífero de La Mancha Occidental.

Este mismo año, la C.H.G., limitó el otorgamiento de concesiones de aguas (superficiales y subterráneas) en las subcuencas del Guadiana-Alta y en la del Jabalón. Esta limitación contempla como excepciones a las captaciones para el abastecimiento a poblaciones y las que se tramitasen por la Sección B (inferiores a 7.000 m³/año).

En los sucesivos años se fue modificando el régimen de explotación del acuífero, adaptándolo a la situación real y a su evolución hidrogeológica. El 15 de diciembre de 1994, la Junta de Gobierno de la C.H.G. acordó la *declaración definitiva de sobreexplotación del Acuífero de la Mancha Occidental*. Al mismo tiempo, se definió geográficamente la superficie del acuífero, relacionando 31 vértices singulares y describiendo la poligonal que los une.

El Plan de Ordenación de las Extracciones, establecido hasta el año 2002, tiene los siguientes objetivos:

- La recuperación progresiva de los niveles piezométricos.
- La mejora de la calidad de sus aguas.
- La explotación racional de los recursos utilizables.

Contempla, además, las condiciones especiales de las que son objeto las aguas de abastecimiento a poblaciones y las destinadas al mantenimiento de los niveles hídricos mínimos en los espacios naturales protegidos. El volumen máximo a extraer anualmente no podrá superar la cifra de recursos renovables que establezca el Plan Hidrológico de la cuenca. La Junta de Gobierno de la C.H.G. determinará las prescripciones y limitaciones a cumplir por los usua-

rios, en las que se tendrán en cuenta los recursos disponibles, las extracciones producidas y las aportaciones hídricas de los años anteriores.

La Junta de Explotación, en su reunión celebrada el 18 de diciembre de 1997, ha fijado, tanto para el propio acuífero como para la zona de protección, las siguientes dotaciones máximas para todo el año 1998:

- 30 Hm³ para abastecimientos a población.
- 170 Hm³ para usos agrícolas.

En la Tabla 1 se sintetizan los principales sondeos inventariados dentro de las Unidades Hidrogeológicas descritas.

Tabla 1

Nº	Organismo de control	Nº Hoja	Profund.	X	Y	Z	Cuenca
083920004	Inventario CHG/90	839	70	492225	4275600	865	Guadiana
083940011	Inventario CHG/90	839	13	506850	4277400	925	Guadiana
083940015	Inventario CHG/90	839	14	506850	4277100	938	Guadiana
083940028	Inventario CHG/90	839	12	507200	4276500	930	Guadiana
083940029	Inventario CHG/90	839	13	507250	4276550	932	Guadiana
083940053	Inventario CHG/90	839	15	509200	4274350	880	Guadiana

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Al sur y este de la población de Torre de Juan Abad, existen numerosos afloramientos de materiales atribuidos al Devónico, en los cuales, tanto por la calidad de observación de estos sedimentos como por su contenido paleontológico de interés regional, según los especialistas consultados, se hace dificultoso elegir una localización única como punto de interés geológico (P.I.G.).

Finalmente, se ha decidido atribuirle esta condición a la serie realizada a la altura del Km 3 de la carretera de Torre de Juan Abad a Villamanrique (Serie Estratigráfica de detalle nº 3). En este afloramiento pueden observarse de muro a techo las facies en areniscas cuarcíticas blanco rosadas en bancos con estratificación cruzada plana de ángulo variable y en surco de media escala "sand ridges", las areniscas cuarcitas de grano medio fino, blanco rojizas en capas decimétricas con morfología de megaripples conservadas, las areniscas oolitas con clastos fosfatados y macrofauna y las oolitas rojas. Todos estos tramos están incluidos en la unidad cartográfica (16) y ha sido datado como Devónico Inferior (Lochkoviense-Praguense).

En tránsito gradual sobre los "shoal" oolíticos se tiene una unidad carbonatada (17) prácticamente continua en todo el ámbito de esta Hoja. Su contenido faunístico ha determinado una edad Emsiense. Son "packstone" y "grainstone" bioclásticas y rudíticas de color rosado a gris amarillento. El conjunto de ambas unidades (16 y 17) constituyen el registro sedimentario del Devónico Superior.

En paraconformidad cartográfica sobre los carbonatos y sobre las oolitas carbonatadas, se encuentra una serie constituida por areniscas ferruginosas de grano medio con estratificación cruzada en surco de media a gran escala y un tramo de areniscas en capas decimétricas intercalado, donde la macrofauna es muy abundante y en muy buen estado de conservación. Esta macrofauna determina una edad Devónico Superior (Fameniense Inferior), lo que constituye un hallazgo paleontológico y estratigráfico de interés cuencal, ya que no se conocía la existencia de series del Devónico Superior en sectores tan orientales de la Surcentroibérica y al mismo tiempo, como la litología y el contenido faunístico encontrado es sustancialmente diferente a los registros conocidos del Devónico Superior en áreas occidentales, sirve para configurar una paleogeografía más precisa de los depósitos posteriores a la laguna de ámbito cuencal, mesodevónica.

9. BIBLIOGRAFÍA

- ABDEL, M.A. Y ARENAS, R. (1995). "Détachements et tectonique extensive dans le massif hercynien des Rehamna (Maroc)". *Journal of African Earth Sciences*. Vol. 21, nº 23, pp. 383-393.
- AGUIRRE, E.; DÍAZ DE MOLINA, M. Y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976). "Datos paleontológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española". *Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario*, nº 5, pp. 7-29. Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana (I.L.M., C.S.I.C.), Madrid.
- ALAFONT, L.S. (1992). "Notosaurios y Placodontos (Reptilia) del Triásico Medio de Bienservida-Villarrodriago". *Instituto de Estudios Albacetenses, serie I, núm. 60*, 131 p.
- ALÍA, M.; CAPOTE, R. Y HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1971). "Rasgos geológicos y tectónicos de la Sierra Morena Oriental y sus estribaciones meridionales en la transversal de Moral de Calatrava (Ciudad Real) a Villanueva del Arzobispo (Jaén)". *I. Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*; I: 3-30.
- ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, J.E.; FELGUEROSO, C. Y QUINTERO, I. (1962). "Estudio geológico de la región de Almadén". *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*; 73: 193-327.
- ÁLVAREZ-NAVA OÑATE, H.; GARCÍA CASQUERO, J.L.; GIL TOJA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MONTERERÍN LÓPEZ, V.; NOZAL MARTÍN, F.; PARDO ALONSO, M.V.; PICART BOIRA, J.; ROBLES CASAS, R.; SANTAMARÍA CASANOVAS, J. Y SOLÉ, F.J. (1988). "Unidades litoestratigráficas de los materiales Precámbrico-Cámbricos en la mitad suroccidental de la zona Centro-Ibérica". *II Congr. Geol. Esp. Comun.*; 1: 19-22.
- ANDRIEUX, J. Y NEBBAD, F. (1996). "El prisma orogénico prebético". *Geogaceta* 20 (4), pp. 810-812.
- ARBÉY, F. Y TAMAIN, G. (1971). "Existence d'une glaciation siluro-ordovicienne en Sierra Morena (Espagne)". *C.R. Acad. Sc. París (Serv. D)*; 272: 1721-1723.
- ARES YAÑEZ, M.; GUTIÉRREZ ALONSO, G.; DIEZ BALDA, M.A. Y ÁLVAREZ, F. (1995). "La prolongación del Despeque de Salamanca (segunda fase de deformación varisca) en el Horst de Mirueña (Zona Centro Ibérica)". *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (3), pp. 175-191.
- ARRIBAS (1962). "Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio: Santa Elena (Jaén)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 60: 243-251.
- ARTHAUD, F. Y MATTE, PH. (1975). "Les décrochements Tardi-Hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation". *Tectonophysics*; 25: 139-171.
- AZEMA, J.; BOURROUILH, R.; CHAMPETIER, Y.; FOURCADE, E. Y RANGHEARD, Y. (1974). "Rapports stratigraphiques, paléogeographiques et structuraux entre la Chaîne ibérique, les Cordillères bétiques et les Baléares". *Bull. Soc. Géol. France*, XVI (2): 140-160.
- AZEMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E.; GARCÍA HERNÁNDEZ, M.; GONZÁLEZ DONOSO, J.M.; LINARES, A.; LÓPEZ GARRIDO, A.C.; RIVAS, P. Y VERA, J.A. (1979). "Las microfases del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas". *Sec. Pub. Univ. Granada*: 83 p.

- BABIN, C. Y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1991). "Middle Ordovician bivalves from Spain and their phyletic and palaeogeographic significance". *Palaeontology*; 34: 109-147.
- BAENA PEREZ, J. Y JEREZ MIR, L. (1982). "Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s. str.)". *IGME. Madrid*: 256 p.
- BESEMS, R.E. (1982). "Aspect of Midle and Late Triassic Palynology. 4 Palynologycal information from the Triassic of the External Zone of Betic Cordilleras in the Prov. of Jaén, southern Spain". *Proc. Kon. Nederl. Al ad Wet.*, 85, 1-27.
- BLATT, H; MIDDLETON, G.V. Y MURRAY, R.C. (1972). "Origin of Sedimentary Rocks". *Prentice-Hall New Jersey*; pp. 634.
- BONADONNA, F.P. Y VILLA, J.M. (1984). "Estudio geocronológico del vulcanismo de Las Higueruelas". *Actas Castilla-La Mancha: Espacio y Sociedad*; 3: 249-253.
- BONJOUR, J.J.; PEUCAT, J.J.; CHAUVEL, J.J.; PARIS, F. Y CORNICET, J. (1988). "U-Pb Zircon dating of the early Paleozoic (Arenigian) transgression in Western Brittany (France): A new constraint for the lower Paleozoic time-scale". *Chem. Geol. (Isot. Geosc. Sect.)*; 72: 329-336.
- BOUSQUET, J.C.; MONTENAT, C. Y PHILLIP, H. (1976). "La evolución tectónica reciente en las Cordilleras Béticas Orientales". *En: Reunión sobre la geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán. Universidad de Granada*: 59-78.
- BOUYX, E. (1970). "Contribution à l'étude des Formations Anté-Ordoviciennes de la Méséta Méridionale (Ciudad Real et Badajoz)". *Mem. Inst. Geol. Min. España*; 73: 263, *IGME*.
- BRENCHLEY, P.J.; ROMANO, M. Y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1986). "Proximal and distal Hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician Shelf in Iberia". *Canad. Soc. Petrol. Geol.*; 11: 241-255.
- BUTENWEG, P. (1968). "Geologische Untersuchungen im Ostteil der Sierra Morena nordöstlich von La Carolina (Prov. Jaén, Spanien)". *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*; 6: 126 pp.
- CABRA GIL, P.; DÍAZ DE NEIRA, J.A.; ENRILE ALBIR, A. Y LÓPEZ OLMEDO, F. (1985). "Mapa Geológico Nacional (2ª serie), hoja nº 764, Munera". *IGME, Madrid*.
- CALVO, J.P. (1978). "Estudio petrológico y sedimentológico del Terciario marino del Sector Central de la Provincia de Albacete". *Estudios Geol.*, 34: 407-429.
- CALVO, J.P.; ELIZAGA, E.; LÓPEZ, N.; ROBLES, F. Y USERA, J. (1978). "El Mioceno superior continental del Prebético Externo: evolución del Estrecho Nordbético". *Boletín Geológico y Minero*, t. 84, pp. 407-426, *Madrid*.
- CAPOTE, R. (1983). "La fracturación subsecuente a la orogenia Hercínica". *Libro Jubilar, J. Mª Ríos, Geología de España, IGME. Tomo 2*: 17-25.
- CARLS, P. (1975). "The Ordovician of the Eastern Iberian chains near Fombuena and Luerma (Prov. Zaragoza, Spain)". *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 150 (2) p. 127-146. *Stuttgart*.

- CARRÉ, D.; HENRY, J.L.; POUPON, G. Y TAMAIN, G. (1971). "Les quartzites Botella et leur faune trilobitique. Le problème de la limite Llandeilien-Caradocien en Sierra Morena". *Bull. Soc. Geol. France* (7ª); 12: 774-785.
- CHAPUT, J.L. (1971). "Aspects morphologiques du Sud-Est de la Sierra Morena (Espagne)". *Revue de Geogr. Phys et de Geol. Dynamique*; 18: 55-66.
- CHARPENTIER, J.L. (1976). "Géologie et Metallogénie de la Sierra Carolina (Jaen-Espagne)". *Thèse 3^{er} cycle. Centre d' Orsay. L'Université de Paris-Sud*. 156 pp.
- CHAUVEL, J.; DROT, J.; PILLET, J. Y TAMAIN, G. (1969). "Precisions sur l'Ordovicien moyen et supérieur de la "serie-type" du Centenillo (Sierra Morena Orientale, Espagne)". *Bull. Soc. Geol. France* (7ª), 11, 613-626.
- CÓRDOBA, M.A. (1990). "Mineralogía y génesis de los materiales arcillosos del Trías Manchego (Provincia de Ciudad Real)". *Tesis doctoral, Univ. Granada*, 270 p.
- CORRETGE, L.G. (1983). "Las rocas graníticas y granitoides del Macizo Ibérico". *Libro Jubilar, J. Mª Ríos. Geología de España, IGME. Tomo 2*: 569-592.
- DABRIO, C.J. (1973). "Geología del Sector del Alto Segura (Zona Prebética)". *Tesis doctorales de la Universidad de Granada*, 28, 2 vol.:388 p.
- DALLMEYER, R.D. Y PIEREN PICAL, A.P. (1987). "Evidences of late Proterozoic tectonometamorphic events in SW. Iberia. Significance and paleogeographic implications". *Tectonothermal Evol. West African Orogens and Linkages. (I.U.G.S. Project nº 233)*: 73-76.
- DATIN CERECEDA, J. (1935). "Geomorfología de la Mancha". *Bol. R. Soc. Geogr.*; 76: 129-140.
- DELGADO, J.C.; MARTÍN-IZARD, A. Y PALERO, F.J. (1988). "Litogeoquímica de la formación Estratos Pochico (Ordovícico Inferior) y su relación metalogénica con algunos yacimientos filonianos de Pb-Zn de Sierra Morena Oriental". *Geociencias*, 3, 333-350.
- DÍAZ MOLINA, M. (1978). "Bioestratigrafía y Paleogeografía del Terciario al E. de la Sierra de Altomira (Cuenca)". *Tesis Doctoral*, 370 pp., *Universidad Complutense de Madrid*.
- DÍAZ DEL OLMO, F. Y RODRÍGUEZ VIDAL, O. (1994). "Macizo Hespérico Meridional. Geomorfología de Empresa". *M. Gutiérrez Elorza (Ed). Edit. Rueda*, pp. 70-80.
- DÍEZ BALDA, M.A.; VEGAS, R. Y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990). "Structure, Autochthonous Sequences, Part IV Central-Iberian Zone. Pre-Mesozoic Geology of Iberia". *R.D. Dallmeyer, E. Martínez García (Ed.); Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York*, 172-188.
- DÍEZ BALDA, M.A. Y VEGAS, R. (1992). "La estructura del Dominio de los pliegues verticales de la Zona Centro Ibérica. Paleozoico Inf. Ibero-América". *J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds)*: 523-534.

- DÍEZ BALDA, M.A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. Y AYARZA ARRIBAS, P. (1995). "Syn-collisional extensional collapse parallel to the orogenic trend in a domain of steep tectonics: The Salamanca Detachment Zone. (Central Iberian Zone, Spain)". *Journal of Struct. Geology*. Vol 17, nº2, pp.163-182.
- DOBLAS, M. Y RUBIO, J. (1989). "Bloqueo y dislocación antitética de superficies de "detachment" en la provincia extensional del centro Peninsular". *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe*. Vol. 14, pp. 117-122 *Tardi-Hercínica*.
- DOBLAS, M.; LÓPEZ RUÍZ, J.; HOYOS, M.; MARTÍN, C. Y CEBRIÁ, J.M. (1991). "Late Cenozoic indentation/escape tectonics in the eastern Betic cordilleras and its consequences on the Iberian foreland". *Estud. Geol.*; 47: 193-205.
- DOBLAS, M.; LÓPEZ RUÍZ, J.; OYARZUN, R.; MANCHECHA, V.; SÁNCHEZ MOYA, Y.; HOYOS, M.; CEBRIA, J.M.; CAPOTE, R.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; LILLO, J.; LUNAR, R.; RAMOS, A. Y SOPENA, A. (1994). "Extensional tectonics in the Central Iberian Peninsula during the Variscan to Alpine transition". *Tectonophysics*, 238, pp. 95-116.
- DOBLAS, M.; OYARZUN, R.; SOPENA, A.; LÓPEZ RUÍZ, J.; CAPOTE, R.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; HOYOS, M.; LUNAR, R. Y SÁNCHEZ MOYA, Y. (1994). "Variscan-late Variscan-early Alpine progressive extensional collapse of central Spain". *Geodinamica Acta (París)*, 7,1, pp. 1-14.
- ELIZAGA, E. Y CALVO, J.P. (1988). "Evolución sedimentaria de las cuencas lacustres neógenas de la Zona Prebética (Albacete, España). Relación, posición y efectos del vulcanismo durante la evolución". *Bol. Geol. Min.*, 99: 837-846.
- ELIZAGA, E. (1994). "Análisis de facies sedimentarias y petrología de los depósitos lacustres de edad Neógeno superior de la Zona Prebética, Albacete, España". *Instituto de Estudios Albacetenses, Albacete*, I, 74: 216 p.
- EMIG, C.C. Y GUTIERREZ-MARCO, J.C. (1997). "Niveaux à lingulidés à la limite supérieure du Grès Armoricaín (Ordovicien: Arenig) dans le SW de l'Europe: Analyse des facteurs responsables et signification paléoécologique". *Géobios (en prensa)*.
- ENRESA (1997). "Estudio de las formaciones arcillosas Triásicas del borde de la Meseta". *Informe Interno*.
- ENUSA (1983). "Informe sobre la exploración de minerales radiactivos en el Sector Beas de Segura-Infantes (Proyecto Triás de Alcaraz)". *Informe Interno*.
- ESCUDER VIRUETE, J.; ARENAS, R. Y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1994). "Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain)". *Tectonophysics*, 238, pp. 117-138.
- ESCUDER VIRUETE, J.; ARENAS, R. Y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1994). "Evidencias metamórficas y estructurales de extensión tardiorogénica hercínica: el ejemplo del Domo Gneísico del Tormes (NO Salamanca)". *Geogaceta*, 16, pp. 35-38.
- FERNÁNDEZ, J. Y VERA, J.A. (1973). "Influencia de los paleorrelieves en la sedimentación triásica, en los alrededores de Alcaraz (Albacete)". *Cuad. Geol. Univ. de Granada*, V. 4, 111-128.

- FERNÁNDEZ, J.; SANTOS FRANCÉS, F. Y LINARES, J. (1976). "La sedimentación Triásica entre Terrinches y Albaladejo (Ciudad Real)". *Estudios Geol.*, 32, 249-259.
- FERNÁNDEZ, J. (1977). "Sedimentación triásica en el borde SE de la Meseta". *Tesis Univ. Granada*, 173 p.
- FERNÁNDEZ, J. (1984). "Capas rojas triásicas del borde Sureste de la Meseta, síntesis estratigráfica y sedimentológica. Mediterránea"; 3, 89-105.
- FERNÁNDEZ, J. Y GIL, A. (1989). "Interpretación sedimentaria de los materiales triásicos de facies Buntsandstein en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, y en la Cobertera Tabular de la Meseta". *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 113-124.
- FERNÁNDEZ, J.; DABRIO, C.J. Y PÉREZ-LÓPEZ, A. (1994). "El Triásico de la región de Siles-Alcaraz. III Col. Estratigr. Paleogeogr. Triásico y Pérmico de España, Cuenca". *Guía de campo*, 47 p.
- FERNÁNDEZ, M. Y VALDÉS, A. (1933). "Mapa geológico de España, escala 1:50.000; Memoria explicativa de la Hoja nº 864 Montizón". *IGME*.
- FORTUIN, A.R. (1984). "Late Ordovician glaciomarine deposits (Orea Shale) in the Sierra de Albarracín. Spain". *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 48. 245-261.
- FREY, R.W. (1975). "The study of trace fossils: a synthesis of principles, problems and procedures in Ichnology". *R.W. Frey (Ed.); SpringerVerlag*; 562 pág.
- FUGANTI, A. Y SERPAGLI, E. (1968). "Geological remarks on Urbana Limestone and evidence for its Upper Ordovician age by means of Conodonts (Eastern Sierra Morena, South Spain)". *Boll. Soc. Geol. Ital.*; 87: 511-521.
- GABALDÓN, V. Y QUESADA, C. (1983). "Las facies del Carbonífero Inferior de Ossa Morena. Su distribución y reconstrucción paleogeográfica". *X Congr. Nac. Sediment. Obrador*, 1 (Ed). *Menorca, España, Abst.*
- GABALDÓN, V.; GARROTE, A. Y QUESADA, C. (1985). "Geología del Carbonífero Inferior del Norte de la Zona de Ossa Morena. Introducción a la Excursión de la V Reunión del Grupo de Ossa-Morena (GOM)". *V Reunión del GOM. Temas Geológico-mineros*; 7: 101-113.
- GABALDÓN, V. (1990). "Plataformas siliciclásticas externas. Facies y su distribución areal (plataformas dominadas por tormentas). Parte I: procesos sedimentarios y facies". *Bol. Geol. y Min.*; 101: 701-760.
- GABALDÓN, V. (1990). "Plataformas siliciclásticas externas. Facies y su distribución areal (Plataformas dominadas por tormentas). Parte II: Análisis de cuencas". *Bol. Geol. y Min.*; 101: 827-857.
- GARCÍA, J.M. Y ÁLVARO, M. (1974). "Mapa Geológico de España 1:50.000 (2ª serie, MAGNA), Hojas 814 (Villanueva de la Fuente) y 815 (Robledo)". *IGME*.
- 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)". *Estud. Geol.*; 36: 391-401.

- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; LÓPEZ GARRIDO, A.C.; RIVAS, P; SANZ DE GALDEANO, C. Y VERA, J.A. (1980). "Mesozoic palaeogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera". *Geol. Mijnb.*, 59: 155-168.
- GARRIDO-MEGIAS, A. (1973). "Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (prov. Huesca y Lérida)". *Tesis Univ. Granada* 395 p.
- GARRIDO-MEGIAS, A. (1982). "Introducción al análisis Tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas". *V Congr. Latinoamer. Geol. Argentina*, 1. 385-402.
- GIL SERRANO, G.; MONTERERÍN LÓPEZ, V.; NOZAL MARTÍN, F.; Y PÉREZ LORENTE, F. (1984). "Fases de deformación y ejemplos de superposición en la parte occidental de los Montes de Toledo". *I Congr. Esp. Geol.*; III: 27-46.
- GLADFELTER, B.G. (1971). "Mesta and Campiña Landforms in Central Spain". *The Univ. of Chicago Depart. of Geography. Research paper n° 130*, pp 3-204.
- GONZÁLEZ, J.A.; ORDÓÑEZ, S. Y GARCÍA DEL CURA, M.A. (1987). "Evolución geomorfológica de las Lagunas de Ruidera". *Est. Geol.* 43, pp 227-239. *Madrid*.
- GONZÁLEZ DONOSO, J.M. Y LÓPEZ GARRIDO, A.C. (1970). "Afloramientos miocenos en la Hoja de Orcera (Zona Prebética. Prov. de Jaén)". *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1, 3: 183-191.
- GUÉZOU, J.C.; FRIZON DE LAMOTTE, D.; COULON, M. Y MOREL, J.L. (1991). "Structure and kinematics of the Prebetic nappe complex (Southern Spain): definition of a "Betic Floor Thrust" and implications in the Betic-Rif orocline". *Ann. Tectonicae*, VI: 32-48.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1994). "Introducción a la Geomorfología Española". *En. Gutiérrez Elorza, M. Ed. 1994, Geomorfología de España. Editorial Rueda*, pp. 1-24.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (1986). "Graptolitos del Ordovícico español". *Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid*, 701 págs.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C. Y PINEDA, A. (1988). "Datos bioestratigráficos sobre los materiales silúricos del subsuelo de El Centenillo (Jaén)". *Comun. II Congr. Geol. España*; 1: 91-94.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C. Y RÁBANO, I. (1987). "Trilobites y graptolitos de las lumaquelas terminales de los "Bancos Mixtos" (Ordovícico Superior de la zona Centroibérica meridional): Elementos nuevos o poco conocidos". *Bol. Geol. y Min.*; 98: 647-669.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; RÁBANO, I.; PRIETO, M. Y MARTÍN, J. (1985). "Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la zona Centroibérica (España)". *Cuad. Geol. Ibérica*; 9: 287-319.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; SAN JOSÉ LANCHAS, M.A. Y PIEREN PIDAL, A.P. (1990). "Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy. Pre-Mesozoic Geology of Iberia". *R.D. Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.); Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York*: 160-171, 1 fig. *Heidelberg*.

- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; MELÉNDEZ, B.; PARSELEY, R.; PROKOP, R. Y MAREK, L. (1992). "Equinodermos (Cystoidea, Homalozoa, Asterozoa) de afinidades bohémicas en el Ordovícico de las zonas Centroibérica y Ossa Morena, España". *Publ. Museo Geol. Extremadura*; 1: 79-81.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; RÁBANO, I.; SAN JOSÉ LANCHÁ, M.A.; HERRANZ ARAÚJO, P. Y SARMIENTO, G.N. (1995). "Oretanian and Dobrotivian stages vs. "Llanvirn-Llandeilo" series in the Ordovician of the Iberian Peninsula". *Ordovician Odyssey: Short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System*: 5559.
- HABERFELNER, E. (1931). "Eine revision der Graptolithen der sierra Morena (Spanien)". *Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges.*; 43: 19-66.
- HAFENRICHTER, M. (1979). "Paläentologisch-okologische und lithofazielle untersuchungen des Ashgill-kalkes (Jungordovizium) in Spanien". *Arb. Paläont. Inst Wuryzburg*; 3: 1-139.
- HAFENRICHTER, M. (1980). "The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena)". *M. Jb. Geol. Paläont. Abh.*; 160: 138-148.
- HAMMANN, W. (1983). "Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien; ihre bioestratigraphie, ökologie und systematic". *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.* 542, 1-177.
- HAMMAN, W. Y HENRY, J.L. (1978). "Quelques espèces de Calymenella, Eohomalonotus et Kerfornella (Trilobita, Ptychopariida) de l'Ordovicien du Massif Armoricaín et de la Péninsule Ibérique". *Senckenbergiana lethaea*; 59: 401-429.
- HARMS, J.C., SOUTHARD, J.B. Y SPEARING, D.R. (1975). "Depositional environments an interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences". *SEPM. Tuesa. Short Course n° 2*. 161 pp.
- HENKE, W. (1926). "Beitrag zur Geologie der Sierra Morena nördlich von La Carolina (Jaén)". *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges*; 39, 205-213. (*Traducido al español en Publ. Extr. sobre Geol. de España*; 6: 27-39, 1953).
- HENKE, W. Y HUNDT, R. (1926). "Bericht über einige Graptolithenfunde in der Sierra Morena". *Abh. senckenberg, naturforsch. Ges*; 39.
- HERNAIZ HUERTA, P.P.; ESCUDER VIRUETE, L.R.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R.; VALVERDE VAQUERO, P. Y DUNNING, G. (1996). "Evolución estructural de la zona de cizalla extensional de Berzosa-Riaza, sector de Somosierra, Sistema Central Español". *Geogaceta*, 20, pp. 875-878.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1929). "Fisiografía del Guadiana". *Centro de estudios Extremeños*, 13 pp. *Badajoz*.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1949). "La Mancha". *Publ. R.A. de Cienc. Ex. Fis. Y Nat.*, 1-23. *Madrid*.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1942). "El sistema Siluriano". *Mem. IGME. Explicación del nuevo mapa geológico de España*; 2 (1): 1-592; (2): 593-848.

- HERRANZ, P.; PIEREN, A.P. Y SAN JOSÉ, M.A. (1999). "El área "Lusitano-Marianica" como una nueva zona del Macizo Hespérico. Argumentos estratigráficos". *XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular. Badajoz*.
- JAEGER, H. Y ROBARDET, M. (1979). "Le Silurien et le Devonien basal dans le Nord de la province de Seville (Espagne)". *Geobios* 12 (5) 687-714.
- JAMES, N.P. (1980 a). "Facies models 9. Introduction to carbonate facies models in R.G Walker (Editor)". *Facies Models*, 1 pp. 109-119.
- JAMES, N.P. (1980 b). "Facies models 10. Shallowing upward sequences in carbonate in R.G Walker (Editor)". *Facies Models*. 1 pp 121-132.
- JEREZ MIR, L. (1973). "Geología de la Zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (Prov. de Albacete y Murcia)". *Tesis doctoral. Universidad de Granada*: 750 p. (Inédita).
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J.M.; RIBEIRO, A. Y NAVAIS CONDE, L.E. (1972). "Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1/1.000.000". *IGME*.
- KETTEL, D. (1968). "Zur geologie der östlichen Sierra Morena im Grenzberich der Provinzen Jaén, Ciudad Real und Albacete (Spanien)". *Münster. Forsch. Geol. Paläont*; 8: 1-159.
- LILLO, F.J. (1992). "Geology and Geochemistry of Linares-La Carolina Pb-ore field (Southeastern border of the Hesperian Massif)". *Ph. Thesis. University of Leeds*, 377 pp.
- LISTER, G.S. Y DAVIS, G.A. (1989). "The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado river region, U.S.A. ". *Journal of Structural Geology*, Vol. 11, nº 12, pp. 65-94.
- LÓPEZ GARRIDO, A.C. (1969). "Primeros datos sobre la estratigrafía de la región de Chiclana de Segura-Río Madera". *Acta Geol. Hisp.*, 4 (4), 84-90.
- LÓPEZ GARRIDO, A.C. Y RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (1970). "Características sedimentarias de la Formación Chiclana de Segura". *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1 (1), 17-21.
- LÓPEZ GARRIDO, A.C. (1971). "Geología de la Zona Prebética al NE de la Provincia de Jaén". *Tesis doctoral. Univ. Granada*, 317 p.
- LÓPEZ-GÓMEZ, J. Y ARCHE, A. (1992a). "Las unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico inferior y medio en el sector SE de la Cordillera Ibérica". *Estudios Geol.*, 48, 123-143.
- LOWE, D.R. (1982). "Sediment gravity flows: II Depositional model with special reference to the deposits of high-density turbidite currents". *Journal Sediment. Petrol.* Vol 52: 279-297.
- MÁRQUEZ-ALIAGA, A.; HIRSCH, F. Y LÓPEZ GARRIDO, A.C. (1986). "Midle Triassic Bivalvs from de Hornos-Siles formation (Sephardic Province, Spain)". *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 173, 201-227.

- MARTÍN ESCORZA, C. (1976). "Las "Capas de Transición", Cámbrico inferior y otras series pre-ordovícicas (¿Cámbrico Superior?) en los Montes de Toledo surorientales, Toledo, España". *Est. Geol.*; 32: 591-513.
- MARTÍN, S.; DE VICENTE, G.; RODRÍGUEZ, M.A Y CALVO, J.P. (1998). "Análisis dinámico del sistema de desgarres NO-SE del Prebético de Albacete". *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (3-4): 369-382.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1991a). "La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina". *Rev. Soc. Geol. España*, 4, 337-351.
- MARTÍN SERRANO, A. (1991b). "El relieve del Macizo Hespérico y sus sedimentos asociados. Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del Oeste Peninsular". *Soc. Esp. Geomorf. Monografía* 6: 9-26. ITGE-SGE.
- MARTÍN SERRANO, A. Y GARCÍA ABBAD, F. (1979). "Análisis morfoestructural de los Llanos de Albacete y sus marcos montañosos". *Estudios Geológicos*, nº 35, pp. 49-57, *Madrid*.
- MARTÍN SERRANO, A. Y GARCÍA ABBAD, F. (1979). "El problema del cierre de la Meseta en su ángulo suroriental". *Boletín Geológico y Minero*, T. CX-III, pp. 243-252, *Madrid*.
- MARTÍN VELÁZQUEZ, S.; DE VICENTE, G.; RODRÍGUEZ PASCUA, M.A. Y CALVO, J.P. (1998). "Análisis dinámico del Sistema de desgarres NO-SE del Prebético de Albacete". *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (3-4), pp. 369-382.
- MARTÍNEZ POYATOS, D.; SIMANCAS, J.F.; AZOR, A. Y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1998). "La estructura del borde meridional de la Zona Centroeibérica (Macizo Ibérico) en el Norte de la provincia de Córdoba". *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (1-2), pp. 87-94.
- MITCHUM, R.M. JR; VAIL, P.R. Y SANGREE, J.B. (1977). "Seismic stratigraphy and global changes of sea level part 6. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences in seismic stratigraphy". *Applications to hydrocarbon Exploration*, Payton C.E. (ED) A.A.P.G. *Memoir* 26. 117-133
- MONTERO, E. Y MARTÍNEZ, P.E. (1995). "Funcionamiento hidrogeológico del Sistema de las Lagunas de Ruidera". *VI Simposium de Hidrogeología (Sevilla)*. T XIX. pp. 373-389.
- MUTTI, E. (1979). "Turbidites et cones sous-marins profonds. In sedimentation detritique". *Ed by P.Homewood* 1. 353-419.
- MUTTI, E. Y 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*.
- ORDÓÑEZ, S.; GONZÁLEZ, J.A. Y GARCÍA DEL CURA M.A. (1986). "Sedimentación carbonática actual y paractual de las Lagunas de Ruidera". *Rev. de mat. y procesos geol.*, nº 4, pp 229-225.
- ORTÍ, F. (1974). "El Keuper del Levante Español". *Estudios Geol.*, 37, 245-246.
- ORTÍ, F. Y PÉREZ LÓPEZ, A. (1994). "El Triásico superior de Levante. III Col. Estratigr. Paleogeogr. Triásico y Pérmico España, Cuenca". *Guía de campo*, 63 p.

- ORVIZ CASTRO, F.; CASTELLÓ MONTORI, R. Y MARTÍNEZ DEL OLMO, W. (1975). "Mapa geológico de España (1975) 1:50.000 (2ª serie, MAGNA), Hoja nº 885 (Santisteban del Puerto)". *IGME*.
- PALERO, 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. Geol. Min.*; 104: 227-242.
- PARDO, M.V. (1983). "Bioestratigrafía del Devónico de Almadén". *Tesis de Licenciatura. Univ. de Oviedo*.
- PARDO, M.V. Y GARCÍA ALCALDE, J.L. (1984). "Bioestratigrafía del Devónico de la región de Almadén (Ciudad Real, España)". *Trab. de Geol.*; 14: 79-120.
- PARDO, M.V. Y GARCÍA ALCALDE, J.L. (1996). "El Devónico de la Zona Centroibérica". *Rev. Esp. Paleol.*; N° Extraordinario: 72-81.
- PARÍS, F.; ROBARDET, M.; DURAND, J. Y NOBLET, C. (1982). "The Lower Paleozoic transgression in Southwestern Europe". *Palaeon. Contrib.* Univ. Oslo; 280: 41.
- PARÍS, F. (1990). "The Ordovician chitinozoan of the Northern Gondwana Domain". *Rev. of Palaeon. and Palyn.*; 66: 181-209.
- PARÍS, F.; ELAOUAD-DEBBAJ, Z.; JAGLIN, J.C.; MASSA, D. Y OULEBSIR, L. (1995). "Chitinozoans and late Ordovician glacial events on Gondwana". En: *Ordovician Odyssey. Cooper, J.D., Droser, M.L. y Finney, S.E. (Eds.). Pacific Sect. Soc. Sed. Geol.*; 77: 171-176.
- PELÁEZ PRUNEDA, J.R.; VILAS MINONDO, L.; HERRANZ ARAÚJO, P.; PEREJÓN, A. Y GARCÍA-HIDALGO, J.F. (1986). "Nouvelles données sur la discordance intraprecambrienne dans la vallée de l'Alcudia (Massif Ibérique Méridional, España)". *Réun. Sci.Terre. Clermont-Ferrand*; 11: 145.
- PELÁEZ PRUNEDA, J.R.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; HERRANZ ARAÚJO, P.; PIEREN PIDAL, A.P.; VILAS MINONDO, L. Y SAN JOSÉ LANCHAS, M.A. (1989). "Upper Proterozoic in Central Spain". 28 *Intern.Geol.Congr.*; 2: 590-591.
- PERAN, M. Y TAMAIN, G. (1967). "La formation "Campana" dans le Nord de la Province de Jaen (Espagne)". *C.R. Acad. Paris (Serie A)*; 265: 844-847.
- PÉREZ-ARLUCEA, M. (1992). "Características de los sedimentos de la segunda transgresión del Triásico medio (Ladiniense) en la zona central de la Cordillera Ibérica". *Rev. Soc. Geol. España*, 4, 143-164.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1982). "Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo". *Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid*.
- PICKERILL, R.K.; ROMANOT, M. Y MELENDEZ, B. (1984). "Arenig trace fossils from the Salamanca area, western Spain". *Geol. J.* 19. 249-269.
- PINEDA VELASCO, A. (1987). "La Caliza Urbana (Ordovícico Superior) y sus tramos volcanoclásticos en el subsuelo del norte de El Centenillo (Jaén)". *Bol. Geol. Min.*; 98: 780-793.

- PORTERO GARCÍA, J.M. Y DABRIO GONZÁLEZ, C.J. (1988). "Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo Meridionales y Campo de Calatrava". // *Congr. Geol. España*; 1: 161-164.
- POSAMANTIER, H.W., JERVEY, M.T. Y VAIL P.R. (1988). "Eustatic controls on clastic deposition-conceptual framework". In: *Sea-level changes: An integrated approach*. Wilgus et al (Eds). *SEPM. Spec. Public.* 42, 110-124.
- POUPON, G. (1971). "Contribution a l'étude de la région d'Aldequemada (Jaén, Espagne)". *Tesis Univ. París-Sud (Orsay)*. 60 pp.
- POUPON, G. Y TAMAIN, G. (1969). "Les "Quartzites Campana" et le Néo-Dévonien est-marianique (Espagne)". *C.R. Acad. Sc. Paris (Serv. D)*; 268: 475-478.
- PUSCHMANN, H. (1967). "Zum Problem der Schichtlücken in Devon der Sierra Morena (Spanien)". *Geol. Rundschau*; 56: 528-542.
- QUESADA, C. (1992). "Evolución tectónica del Macizo Ibérico". En: *J.C. Gutiérrez-Marco et al (eds). Paleozoico Inferior de Ibero-América Unión de Extremadura*. pp. 173-190.
- RABANO, I. (1980). "Trilobites del Ordovícico medio de Horcajo de los Montes (Ciudad Real)". *Tesis de licenciatura Universidad Autónoma de Madrid*. 163 pp.
- RABANO, I. (1990). "Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona centroeibérica española". *Publicaciones Especiales del Boletín Geológico y Minero*. 1-233 (recopilación de 4 artículos aparecidos en 1989).
- RAMIREZ MERINO, J.I. (1985). "Mapa Geológico de España 1:50.000 (2ª serie, MAGNA), Hoja nº 786 (Manzanares)". *IGME*.
- RAMOS, A. (1979). "Estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón". *Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías*, 6, 313 p.
- REDLIN, K. (1955). "Stratigraphie und Tektonik in der mittleren Sierra Morena im Bereich des Valle de Alcudia (Spanien)". *Inédito. Diss. math. naturwiss. Fak. Uni. Münster*: 192 pp.
- RICHTER, P. (1967). "Stratigraphie und Tektonik in der Sierra de San Andrés (östliche Sierra Morena, Spanien)". *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*; 3: 1-144.
- RINCÓN, P.J. Y VEGAS, R. (1996). "Neotectónica en el antepaís castellano de las cordilleras Béticas orientales". *IV Congr. Geol. España. Geogaceta*; 20(4): 929-931.
- RINCÓN, P.J.; GINER, J.; VEGAS, R. Y DE VICENTE, G. (1996). "Sismicidad en el antepaís de las cordilleras Béticas orientales: determinación del tensor de esfuerzos actual". *IV Congr. Geol. España. Geogaceta*; 20(4): 932-935.
- RÍOS, L. Y RÍOS, S. (1974). "Nota sobre la estructura tectónica del Paleozoico al sur de Despeñaperros, provincia de Jaén". *Bol. Geol. Min.*; 85: 525-527.

- RÍOS, S. (1977). "Aspectos geológicos del metalotecto plumbífero de La Carolina-Santa Elena, en Sierra Morena Oriental (Jaén, España)". *Bol. Geol. Min.*; 88: 99-108.
- RÍOS, S. (1977). "Estudio geológico del metalotecto plumbífero del Ordoviciense (La Carolina. Santa Elena, Sierra Morena Oriental, Provincia de Jaén)". *Tesis Doctoral ETS Ingenieros de Minas Madrid*, 271 pp.
- RÍOS, S. (1978). "Evolución tectónica y guías de prospección en el distrito filoniano plumbífero de La Carolina-Santa Elena (Sierra Morena oriental, Jaén, España)". *Bol. Geol. Min.*; 89: 550-561.
- RÍOS, S. Y CLAVERÍAS, P. (1979). "Nota acerca de la existencia de indicios estratoligados de Zn-Pb en el Ordoviciense Superior del extremo SE de la Meseta Hercínica Española". *Bol. Geol. Min.*; 90: 1-5.
- ROBARDET, M. (1981). "Late Ordovician tillites in the Iberian Peninsula". In *Hamborg M.J. D Harland Wb. (Eds). Earth's pre-Pleistocene glacial record. Cambridge Univ. Press.* 585-589.
- RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (1978). "Mapa Geológico de España 1:50.000 (2ª serie, MAGNA), Hoja nº 841 (Alcaraz)". *IGME*.
- RODRÍGUEZ VIDAL, J. Y DÍAZ DEL OLMO, F. (1994). "Macizo Hespérico Meridional". En: *Geomorfología de España. Gutiérrez Elorza (Ed.). Editorial Rueda. Madrid.* 101-122.
- SÁNCHEZ CELA, V. (1969). "Consideraciones petrogenéticas sobre el Trías de la zona de Linares-Beas de Segura (Jaén)". *Est. Geol.*, 25, 249-255.
- SÁNCHEZ CELA, V. (1971). "Estudio Geológico del Trías del borde Prebético (Linares-Alcaraz)". *Est. Geol.*, 27 (3), 213-238.
- SÁNCHEZ CELA, V. Y YAGÜE, A. (1971). "Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja 840 (Bienservida)". *IGME*.
- SAN JOSÉ LANCH, M.A.; PIEREN PIDAL, A.P.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; VILAS MINONDO, L.; HERRANZ ARAÚJO, P.; PELÁEZ PRUNEDA, J.R. Y PEREJÓN, A. (1990). "Ante-Ordovician Stratigraphy. Pre-Mesozoic Geology of Iberia". *R.D. Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.); Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York:* 147-159.
- SAN JOSÉ LANCH, M.A.; RÁBANO, I.; HERRANZ ARAÚJO, P. Y GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (1992). "El Paleozoico Inferior del SO de la Meseta (Zona Centroibérica meridional). Paleozoico Inf. Ibero-América". *J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds.):* 505-521.
- SANTOS-FRANCÉS, F. Y LINARES, J. (1976). "Estudio Geológico de un sector de la Sierra de Alcaraz (Albacete)". *Estudios Geol.*, 32, 241-247.
- SANTOS-FRANCÉS, F.; FERNÁNDEZ, J. Y LINARES, J. (1976). "Estudio mineralógico de una serie triásica en Alcaraz (Albacete)". *Estudios Geol.*, 32, 241-247.
- SANZ DE GALDEANO, C. Y VERA J.A. (1992). "Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain". *Basin Res.*; 4: 21-36.

- SARMIENTO, G. (1993). "Conodontos ordovícicos de Sierra Morena (Macizo Hespérico Meridional)". *Tesis Doctoral Univ. Complutense Madrid*, 599 pp.
- SARMIENTO, G.N.; LEYVA F.; GUTIERREZ MARCO, J.C. Y MORAL, B. (2000). "Conodontos de la Caliza de Urbana (Asghill) de Sierra Morena Oriental (Zona Centroibérica)". *I Congreso Ibérico de Paleontología y VIII Reunión Internacional del P.I.C.G.* 421, Evora (Portugal).
- SCHWENZNER (1937). "Zur Morphologie des Zentralspanischen Mochlandes". *Geogr. Abhl.*, nº 10, pp.1-28.
- SHERMERHORN, L.J.G. (1971). "Pyrite emplacement by gravity flow". *Bol. Geol. M.N. Madrid*. Vol. 82-84. pp. 239-268.
- SOLÉ, L. (1952). "Geografía Física, Tomo I, Geografía de España y Portugal". *Ed. Montaner y Simón*, 500 pp.
- SOLÉ, L. (1978). "Geografía general de España". *Ed. Ariel*, 549 pp.
- SOLÉ DE PORTA, N. Y ORTÍ, F. (1982). "Primeros datos cronoestratigráficos de las series evaporíticas del Triásico superior de Valencia". *Acta Geol. Hispánica*, 17 (3), 185-191.
- SOLÉ SABARÍS, L. (1983). "Morfología General de la Península Ibérica". *Libro Jubilar J. M^a Ríos. Geología de España, IGME. Tomo 2*: 589-612.
- TAMAIN, G.; OVTRACHT, A.; CARRÉD, D.; HELOIR, J.P.; PERA, M. Y POUPON, G. (1970). "L'Ordovicien de la Sierra Morena orientale (Espagne)". *94 Congr. Natu. Soc. Savantes*; 2: 275-292.
- TAMAIN, G. (1972). "Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne)". *Thèse présentée à l'université de Paris-Sud (Centre d'Orsay). Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.* 91-Orsay; T: I, II: 648.
- TAMAIN, G. (1972). "Annexe I: Corrélations et âge de l'Alcudien. (Annexe à Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale [Espagne])". *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.* 91-Orsay; A I: 35.
- TAMAIN, G. (1972). "Annexe II: La classification des formations Est-Marianiques. Questions de Terminologie. (Annexe à Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale [Espagne])". *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.* 91-Orsay; A II: II1-II19.
- TAMAIN, G. (1972). "Annexe III: La Glaciation Siluro-Ordovicienne en Europe. (Annexe à Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale [Espagne])". *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.* 91-Orsay; III: 0-44.
- TAMAIN, G. (1972). "Annexe IV: Étude statistique de la fracturation radiale. (Annexe à Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale [Espagne])". *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.* 91-Orsay; IV: 1-18.
- TAMAIN, G.; POUPON, G.; BROUSSE, R. Y OVTRACHT, A. (1972). "Les niveaux volcaniques "marqueurs" de l'Ordovicien inférieur de la Sierra Morena Orientale (Espagne)". *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 77: 495-501.

- TORRES, T. (1989). "Primeros resultados de unas dataciones palinológicas en el Keuper de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, Prebético y Subbético frontal". En F. Ortí y J.M. Salvany (Eds.): *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante*. ENRESA-Univ. Barcelona, 219-223.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M. Y THOMPSON III, S. (1997). "Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 3. Relative changes of sea level from coastal onlap". En C.E. Payton (Ed). *Seismic stratigraphy Applications to hydrocarbon exploration*. Am. Ass. Petr. Geol. Mem. 26. 83-97.
- VALVERDE VAQUERO, P.; DUNNING, G.; HERNÁIZ HUERTA, P.P.; ESCUDER VIRUETE, J. Y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, R. (1996). "La extensión Sin-Colisional en la Zona Centro Ibérica: Restricciones temporales impuestas por edades U-Pb en monacitas del sector de Somosierra, Sistema Central Español". *Geogaceta*, 20 (4), pp. 883-886.
- VEGAS, R. Y RINCÓN, P.J. (1996). "Campos de esfuerzo, deformación alpina y vulcanismo Neógeno-Cuaternario asociado en el antepaís bético de la provincia de Ciudad Real (España central)". *Geogaceta*; 19: 31-34.
- VERA, J.A. Y LÓPEZ-GARRIDO, A.C. (1971). "Sobre las facies detríticas rojas ("red beds") del borde SE de la Meseta". *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 2 (3), 147-155.
- VERA, J.A. (1988). "Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de las cordilleras Béticas". *Rev. Soc. Geol. España*; 1: 373-391.
- VILAS, L.; MASSE, J.P. Y ARIAS, C. (1993). "Aptian mixed terrigenous and carbonate platforms from Iberic and Prebetic regions, Spain)". En: *Cretaceous carbonate platforms* (A. Simo, R. W. Scott y J. P. Masse, Eds.). *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 56: 243-251.
- VILLAS, E. (1992). "New Caradoc brachiopods from the Iberian Chains (Northeastern Spain) and their stratigraphic significance". *Jour. Paleon.*; 66: 772-793.
- VILLAS, E. (1995). "Caradoc through Early Ashgill brachiopods from the Central-Iberian Zone (Central Spain)". *Geobios*; 28: 49-84.
- VISSCHER, H.; VAN HOUTE, M. Y BRUGMAN, W.A. (1994). "Rejection of a Carnian (Late Triassic) "pluvial event" in Europe". *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 83: 217-226.
- WALKER, R.G. (1982). "Hummocky and swaley cross-stratification". *XI. Internacional Congress on Sedimentology*. Hamilton. Ontario. Canada. *Guide Book Excursion* 21 A.
- WALKER, R.G. (1984). "Shelf and shallows marine land. In Facies models". Walker, R.G. (Ed). *Second edition. Geoscience Canada. Reprint Series* 1, 141-170.
- WALTER, L.R. (1977). "Zwei geologische Traversen durch die südliche Iberische Meseta, Spanien". *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*; 42: 55 pp.
- YÉBENES, A.; MARFIL, R.; SORIANO, J.; PEÑA, J.A. Y DÍAZ MOLINA, M. (1977). "El Trías de Alcázar de San Juan (Región de la Mancha)". *Cuad. Geol. Ibérica*. V. 4, 495-508.



MINISTERIO
DE CIENCIA
E INNOVACIÓN

