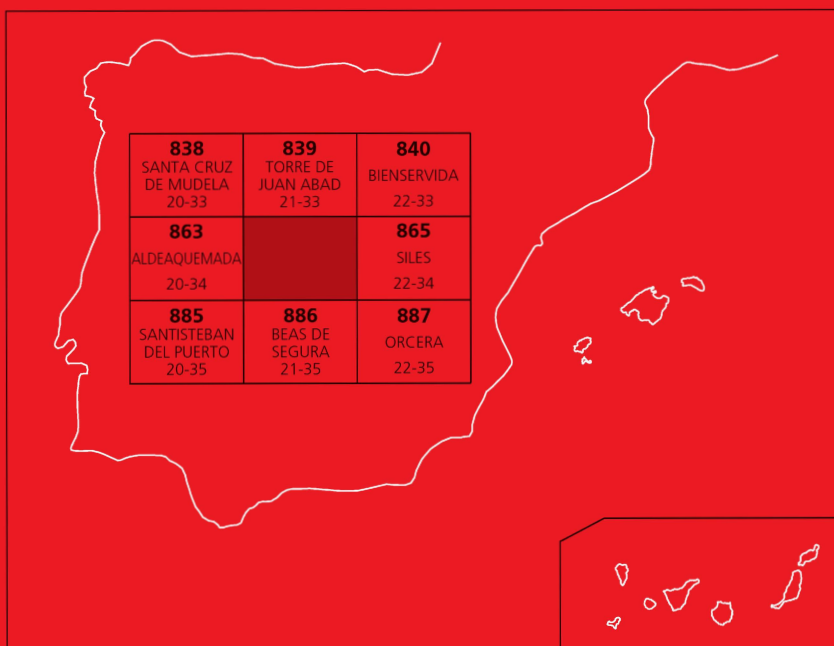




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



VENTA DE LOS SANTOS

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

VENTA DE LOS SANTOS

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: 978-84-7840-788-0
Depósito legal: M-9564-2009

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

Las presentes Hoja y Memoria (Venta de los Santos-840) 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.
- L.F. Granados Granados. Estudios Paleontológicos (Micropaleontología).
- J.C. Gutiérrez Marco. Estudios Paleontológicos (Macropaleontología).
- R.M^a. Rodríguez González. Estudios Paleontológicos (Polen y Acritarcos).

Dirección y supervisión

- V. Monteserín López (I.G.M.E.)
- J. Fernández-Gianotti Branca (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	13
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) Tramo volcanoclástico de carácter básico (vb). Pizarras del Río. Arenigiense Superior-Llandeilo (Dobrotiviense)	15
2.1.1.2.2. Areniscas cuarcíticas, cuarcitas y pizarras (6). Rocas volcánicas básicas (vb). Alternancia "El Caño". Dobrotiviense Inferior	18
2.1.1.2.3. Pizarras verde azulado, limolitas gris oscuro y areniscas cuarcíticas (7). Pizarras Guindo. Llandeiliense (Dobrotiviense Inferior terminal. Dobrotiviense Superior)	20
2.1.1.3. Ordovícico Superior	24
2.1.1.3.1. Cuarcitas de grano medio y areniscas cuarcíticas de grano medio y grueso ferruginosas (8). Cuarcitas Botella. Llandeiliense Superior-Caradoc Inferior	25
2.1.1.3.2. Pizarras y limolitas gris verdoso a amarillento (9). "Pizarras de Cantera". Caradoc Inferior y Medio	26
2.1.1.3.3. Areniscas cuarcíticas, limolitas y pizarras de color verde amarillento (10). Bancos mixtos. Caradoc Terminal-Ashgill Inferior	28
2.1.1.3.4. Calizas bioclásticas y dolomías de color gris a ocre. (12) Epiclastitas de grano grueso verdes y rocas volcanoclásticas de carácter básico (vb). Caliza de Urbana. Ashgill (Prehircantiense)	31
2.1.1.3.5. Pizarras negras y fangolitas gris oscuras. Pizarras Chavera (14). Ashgill Terminal. Hircantiense	34

2.1.2.	Silúrico.....	36
2.1.2.1.	Cuarcitas de grano medio-fino y areniscas cuarcíticas blancas a grisáceas (16). "Cuarcita del criadero". Llandovery.....	36
2.1.2.2.	Sapropelitas y pizarras ampelíticas y liditas (18). "Pizarras negras ampelíticas". Llandovery Superior-Wenlock inferior.....	38
2.1.2.3.	Areniscas, cuarcitas, limolitas y pizarras grises (20). Silúrico Superior (Wenlock Superior). Devónico Inferior.....	39
2.1.3.	Devónico.....	42
2.1.3.1.	Devónico Inferior.....	43
2.1.3.1.1.	Areniscas y areniscas cuarcíticas de grano medio a grueso blanco amarillento a rojizo. Capas de areniscas ferruginosas y oolíticas rojas intercaladas (22) "Cuarcita Principal" o "Cuarcitas del Risquillo". Lockkoviense-Praguivense.....	43
2.1.3.1.2.	Calizas bioclásticas amarillento rosadas y areniscas cuarcíticas ferruginosas (23). Emsiense.....	48
2.1.4.	Carbonífero.....	48
2.1.4.1.	Conglomerados, areniscas con cantos y fangolitas grises a ocre (24). Carbonífero superior.....	49
2.2.	MESOZOICO.....	50
2.2.1.	Triásico.....	50
2.2.1.1.	Conglomerados, areniscas con grava y lutitas rojo violáceo (25). Facies Buntsandstein.....	52
2.2.1.2.	Dolomías con o sin cantos y conglomerados con cemento dolomítico (26). Muschelkalk Medio.....	53
2.2.1.3.	Lutitas gris-verdoso, margas dolomíticas, dolomías y calizas arcillosas (27). Muschelkalk Superior-Keuper.....	53
2.2.1.4.	Lutitas rojas con niveles de areniscas ("s") de grano medio y grueso blancas a rojizas (28). Facies Keuper.....	55
2.2.1.5.	Areniscas de grano medio a fino, blancas a rojizas (29). Keuper.....	57
2.2.1.6.	Lutitas rojas y verdes con niveles de areniscas y yesos intercalados (30). Facies Keuper.....	58
2.2.2.	Jurásico.....	58
2.2.2.1.	Dolomías masivas, carniolares y brechoides, dolomías estratificadas y calizas Dolomíticas (31). Lías Inferior.....	58
2.3.	CUATERNARIO.....	59
2.3.1.	Gravas, cantos, bloques, arenas y arcillas (32). Glacis.....	59
2.3.2.	Gravas, cantos, arenas y limos (33, 34 y 35). Terrazas.....	60
2.3.3.	Bloques, cantos y arcillas (36). Canchales.....	60
2.3.4.	Bloques, cantos, gravas y arcillas (37). Coluviones.....	60
2.3.5.	Gravas, cantos, arcillas y arenas (38). Aluvial-coluvial.....	61
2.3.6.	Cantos, gravas, bloques, arenas y limos (39). Fondos de valle.....	61
2.3.7.	Cantos, gravas, arenas y arcillas (40). Conos de deyección.....	61

3. PETROLOGÍA	61
3.1. ROCAS FILONIANAS	61
3.1.1. Rocas básicas (1)	62
3.1.2. Pórfido granítico (2)	63
3.1.3. Cuarzo (3)	64
3.2. METAMORFISMO	64
3.2.1. Metamorfismo regional	65
3.2.2. Metamorfismo asociado al despegue extensional	65
4. TECTÓNICA	67
4.1. INTRODUCCIÓN	67
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	79
4.2.2.3. Tercera fase de deformación	86
4.2.2.4. Etapas de fracturación tardihercínica	87
4.2.2.5. Edad de las etapas de deformación hercínicas	89
4.2.2.6. Deformación alpina	90
5. GEOMORFOLOGÍA	91
5.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA	91
5.2. ANTECEDENTES	92
5.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	92
5.3.1. Estudio morfoestructural	92
5.3.2. Estudio del modelado	93
5.3.2.1. Formas de ladera	93
5.3.2.2. Formas fluviales	94
5.3.2.3. Formas poligénicas	94
5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES	95
5.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA	96
5.6. MORFODINÁMICA ACTUAL Y/O SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	97
6. HISTORIA GEOLÓGICA	97
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	103
7.1. RECURSOS MINERALES	103
7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos	103
7.1.2. Rocas industriales y ornamentales	106
7.2. HIDROGEOLOGÍA	106
8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	108
9. BIBLIOGRAFÍA	109

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

El área de estudio de la Hoja de Venta de los Santos se encuadra en las provincias de Ciudad Real y Jaén, y por tanto, en las Comunidades Autónomas de Castilla La Mancha y Andalucía.

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

Como unidad central pueden considerarse los relieves de los materiales del ciclo paleozoico, cuyo afloramiento cubre gran parte de la Hoja.

En esta unidad se encuentran los relieves más importantes del área de estudio, Padilla (1.007 m), Cerro Gordo (992 m) y el Arcornocadilla (945 m).

Esta unidad geográfica y geológica está recorrida por escasas carreteras y caminos de índole local con trazado tortuoso y mal estado del piso. En esta Hoja sólo hay una única vía de comunicación asfaltada que discurre Norte-Sur por los sectores centrales.

El paisaje es el de monte bajo con manchas boscosas importantes, en general de encinar autóctono y zonas de repoblación de pinares, con escasas parcelas cultivadas, normalmente en formaciones paleozoicas friables y con olivar de secano como monocultivo. En los dos tercios septentrionales de la Hoja, 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 sentido Norte-Sur, el área de investigación contiene una transversal prácticamente 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).

Los núcleos de población son tan escasos y dispersos que el índice de habitantes por Km² es inferior a 10 personas/Km², por lo que se encuadraría en el tipo desértico. Dentro de esta área, los únicos núcleos reseñables son las aldeas de Venta de los Santos y Montizón, con menos de 300 habitantes en su conjunto.

Al norte del área paleozoica, se encuentran los primeros afloramientos de las series triásicas encuadrables en la llanura Manchega. Los cultivos en esta área van desde los viñedos, cereales y olivar, al monte bajo y explotaciones de ganadería extensiva.

Al sur y sureste de la Hoja hay un área con materiales triásicos y características similares a la anteriormente descrita. Pertenecen al pasillo de materiales triásicos, jurásicos, terciarios y cuaternarios de dirección este-oeste que discurre desde Beas de Segura hasta Linares. La litología de estas series hace, que esta subárea sea lo que se cultiva con mayor intensidad, especialmente el olivar, tanto de secano como de regadío. A su vez, por ella discurren las principales vías de comunicación, Nacional 432 y se asientan los núcleos de población más importantes lindantes con la Hoja, entre los que cabe destacar Arroyo del Ojanco y Puente Genave.

En el área del paleozoico o sus proximidades nacen al norte los ríos Guadalén y sus afluentes, los ríos Dañador, Montizón y Guadalmena. Este último tiene como principales afluentes por la margen izquierda los ríos Turruchel, Mesta y Salobre, que drenan la subárea del Prebético de la Sierra de Alcaraz.

El río Guadalmena bordea la Sierra del Relumbrar en la Hoja nº 840 por el pasillo oriental de forma subparalela al frente prebético, hasta el embalse del mismo nombre. Aguas abajo de esta presa vierte al Guadalimar, a la altura de Arroyo del Ojanco (Hoja nº 886). A su vez, el Guadalimar toma dirección este-oeste, instalándose en el pasillo triásico-terciario del área sur-oriental desde Beas de Segura hasta las proximidades de Linares, donde confluye con el Guadalén. Esta red pertenece íntegramente a la Cuenca del Guadalquivir por su margen derecha.

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 el área son, de norte a sur:

Cobertera Tabular de la Meseta

Los afloramientos del Trías que afloran en el límite norte de la Hoja pertenecen a la orla suroccidental del Mesozoico del Macizo Ibérico, en la que se diferencian 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. En esta Hoja sólo se tienen los tramos basales del Triásico.

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 el área de la Hoja afloran las estribaciones 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 estudio, se han determinado materiales del superciclo inferior que abarca una cronología desde el Ordovícico Inferior al Devónico Inferior, y de forma muy reducida, pero con un reseñable interés geológico, materiales del superciclo superior de edad Carbonífero Medio y Superior. Ambos superciclos están separados por una discordancia (Límite de Tipo I).

Fuera de ámbito de estudio, aunque en la proximidad de su límite meridional, Hoja nº 886 (Beas de Segura), afloran los materiales del Carbonífero Inferior en Facies Culm, encuadrables en el superciclo inferior.

Aunque no se describan con detalle en los capítulos siguientes, se hará referencia a estos materiales dada su importancia en el contexto tectonoestratigráfico regional.

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.

Prebético Externo

Es la zona más externa de las Cordilleras Béticas, y comprende series desde el Triás al Neógeno Superior de carácter marino.

Las series triásicas se observan en continuidad litológica y estructural (subhorizontales) con las descritas para la Cobertera Tabular de la Meseta, en tanto que los carbonatos de edad Jurásico Superior y Medio muestran una tectónica compleja con superposición de escamas (Hoja nº 840, Bienservida).

En esta Hoja 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 tanto de Campos de Montiel como de los corredores del frente del Prebético Externo, se han utilizado, por lo general, las unidades litológicas informales como base fundamental en la organización y descripción del registro sedimentario aflorante.

Los materiales que afloran en el área del proyecto abarcan cronologías desde el Ordovícico al Cuaternario.

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 Venta de los Santos, afloran materiales pertenecientes al Paleozoico, Triásico, Jurásico 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 (límites de Tipo I), dentro del área de la 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, comenzando el registro paleozoico con los materiales atribuidos a las Capas Pochico suprayacente a la Cuarcita Armoricana.

El resto de las formaciones que conforman el registro estratigráfico de la serie paleozoica, tienen amplia representación en el ámbito 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 Canteras 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
CARBONÍFERO	Inferior	Areniscas y pizarras (Facies Culm)
	Superior	Conglomerados areniscas y pizarras

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:

- El afloramiento de dos series atribuidas al Carbonífero con litología muy distinta. En tanto que en el ámbito de la Hoja nº 886 (Beas de Segura) se cartografiaban 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 esta Hoja, se han localizado unos afloramientos de tamaño reducido, en los que se observa cómo unos materiales, esencialmente detrítico groseros (conglomerados)

dos, 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.

- b) En los límites de esta Hoja con la de Beas de Segura, existe una banda de amplitud kilométrica y dirección aproximada Este-Oeste, en la cual las series aflorantes muestran un grado metamórfico elevado y una tectonización intensa. En esta banda, a las series definidas en cartografía, se les ha dado una atribución cronoestratigráfica en razón de su litología comparada con el registro paleozoico no metamórfico aunque, como resulta evidente, en algunos sectores de tectonización muy intensa y alto metamorfismo esta atribución se hace a título tentativo.

El gradiente tectonometamórfico de estos materiales ha sido causado por una falla extensional en la Segunda Etapa Hercínica (Ver apartado 4.2.2.2) y su litología ha sido transformada totalmente, de tal forma que se han citado en bibliografía como unidades diferentes. En esta hoja se ha establecido su correlación con las series paleozoicas y por tanto se han incluido en la leyenda cronoestratigráfica, si bien, atendiendo a sus grandes diferencias litológicas, se les ha atribuido una numeración propia. Son las unidades: 11, 13, 15, 17, 19 y 21 (Ver apartado 3.2.2).

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.

En esta área los únicos afloramientos de esta formación son los que se encuentran en el sector suroccidental de la Hoja a lo largo del río Dañador, que atraviesa un anticlinorio en cuyo núcleo afloran estos materiales.

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

Facies heterolíticas

Se trata de secuencias similares a las descritas para el Arenig basal. 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.* (*op.cit.*).

Las areniscas son subarcosas y sublitanenitas limo arcillosas con cemento síliceo o mixto síliceo 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, caolinitica y sericitica con predominio del caolín, lo que parece indicar una procedencia o aporte volcánoderivado, 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 área de investigación se ha encontrado icnofauna determinativa en sectores próximos de las Hojas colindantes, se ha identificado la presencia de *Cruziana furcifera* D'ORBIGNY, C. cf. *rugosa* D'ORBIGNY, C. cf. *Iefebrei* 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 este Proyecto.

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) Tramo volcanoclástico de carácter básico (vb). Pizarras del Río. Arenigiense Superior-Llandeilo (Dobrotiviense)

Los materiales atribuidos a esta formación tienen una amplia distribución cartográfica en la superficie de la Hoja. Como sectores más representativos en los que pueden realizarse itinerarios con afloramientos de excelente calidad, pueden citarse el núcleo del anticlinorio del Cortijo del Cerrajero en el sector nororiental, las márgenes del Embalse del Guadalmena en el sector centrooriental y el anticlinorio del sector suroccidental, atravesado por el curso del río Dañador.

Por su escasa complejidad estructural y la calidad de los afloramientos, los itinerarios del río Guadalén, en el cortijo el Cerrajero (sector noroccidental), son los que se proponen como referencia para la descripción de esta formación.

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

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 previsibles cambios laterales. En este área, las estimaciones realizadas proporcionan un espe-

sor promedio de 700 m en el sector nororiental y noroccidental, valores equivalentes en el sector noroccidental, y algo inferior del orden entre 500 a 600 m en el sector suroccidental.

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 microbandeada tiene una presencia importante en esta formación, tanto a muro como a techo y en ámbitos locales, está en relación paritaria con las pizarras negras masivas *s.str.*, como es el caso de curso inferior del río Dañador.

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 hayan 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 carbonatado 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 de 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 pirita 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 T₀ a T₈). 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.

Finalmente, dentro del grupo de las heterolíticas ha de reseñarse la existencia en los afloramientos de esta formación de un tramo con espesor métrico (3 a 10 m) y extensión lateral kilométrica, lo que ha redundado en su definición cartográfica, constituido por areniscas (volcanoarenitas) (vb) de grano grueso a fino y color gris a amarillento verdoso. Normalmente se observan como un resalte morfológico continuo en los tramos superiores de la formación. En el sector noroccidental dentro de la antiforma del Cortijo Cerrajero, es donde se encuentran los mejores ejemplos de este tramo.

Su constitución es enormemente variable. El predominio corresponde a las volcanoarenitas de grano medio fino gradados en secuencias del grupo de los hummocky (H.C.S.), WALKER, R.G. (*op.cit.*) decimétricas de tipo BPHX y PHX amalgamadas, con geometrías plano paralelas, si bien en algún punto se ha observado irregularidades en la base, correspondientes a "scours". Los granos volcánicos y clastos volcanoderivados son de composición básica, la matriz escasa es clorítico-caolínica y el cemento mixto silíceo y ferruginoso. Como facies subordinada se tiene, normalmente hacia techo del tramo un banco compacto, gris oscuro, de aspecto masivo y espesor métrico constituido por limolitas y fangolitas micáceas, en las que difícilmente se identifican planos de capa. Estos intervalos masivos se caracterizan por la presencia de estructuras de escape de agua "dish and pillar" y de carga e inyección. Son relativamente abundantes, los restos fósiles en esta subfacies.

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 Deposicional (SD), con la que comienza el 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 esta Hoja, la unidad ha proporcionado escasos restos fósiles.

Son reseñables la fauna de braquiópodos, trilobites y moluscos citados por FERNÁNDEZ, M. y VALDÉS, A. (1933) en el sector suroccidental de la Hoja en los parajes de la mina El Avellanar, y casa El Vaquerizo, así como en la ladera suroccidental del Cerro de la Cruz y norte de Venta de los Santos. Esta fauna corresponde al Oretaniense Inferior (Llanvirn temprano). Por otro lado, la parte más alta de las Pizarras del Río, en el pequeño núcleo anticlinal del Cortijo de las Cañadas, en el Km 15 de la carretera de Villamanrique a Venta de los Santos, ha brindado una asociación paleontológica con *Lophospira sp.*, *Calymenacea indt.*, *Diploporita indt.*, del límite Oretaniense/Dobrotiviense, que estimamos probablemente del Dobrotiviense basal por correlación con las "capas de *Lophospira*" de los Montes de Toledo.

2.1.1.2.2. Areniscas cuarcíticas, cuarcitas y pizarras (6). Rocas volcánicas básicas (vb). Alternancia "El Caño". Dobrotiviense Inferior

El registro sedimentario atribuido a esta formación ocupa amplias extensiones en el área de la Hoja, aunque la tectónica, la falta de series con afloramiento continuo y sus variaciones laterales dificulta dar un espesor pro medio. Aún así puede estimarse una potencia, del orden de 380 m en las series aflorantes en la carretera local de Villamanrique a Montizón (sector central), y en el entorno de los 350 m en el sector occidental en los afloramientos de los ríos Dañador y Guadalén. Por tanto, la formación muestra una gran uniformidad en cuanto a su espesor en todo el ámbito paleozoico.

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 del río Dañador.

Mucho más frecuente, en los itinerarios realizados, es 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 linsen-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 a lo largo de la carretera de Villamanrique a Venta de los Santos.

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^e . Serían asimilables a las facies D_2 (F_9) 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 esta facies suelen observarse en la carretera de Villamanrique a Venta de los Santos, a su paso por el Barranco Hondo (km 10 al 11).

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 sericítico-caolínico 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 feldespatos 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 feldespatos 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 BRENCHELEY, 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. En las estaciones realizadas se han encontrado: *Crozonaspis cf. incerta* (Deslongchamps), *Morgatia primitiva?* Hammann, *Neseuretus henkei* Hammann (areniscas), *Ectillaenus sp.*, *Heterorthisa morgatensis* Mélou, *Eorhipidomella musculosa* (Mélou), *Cadomia britannica* (Babin), *Hemiprionodonta lusitanica* (Sharpe), *Cardiolaria beirensis* (Sharpe), *Praenucula sharpei* Babin y Gutiérrez-Marco, *Praenucula costae* (Sharpe), *Quadrijugator marcoi* Vannier, *Reuentalina cf. ribeiriana* (Jones) y *Medianella? sp.* Hammann (1983, punto “Alba IV”) añade también *Eohomalonotus sdzuyi* Hammann y Henry. Esta asociación de trilobites, braquiópodos, bivalvos y ostrácodos indica una edad Dobrotiviense inferior (≈ “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 y areniscas cuarcíticas (7). Pizarras Guindo. Llandeiliense (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.

Se han realizado numerosas columnas detalladas que incluyen total o parcialmente esta formación. Como series de referencias pueden citarse, las siguientes:

- En el sector nororiental, la serie del Barranco Hondo, con 252 m de espesor, en el sector centrooriental, el Dehesón de Quiles con 118 m y en el sector centro occidental la serie del Mirador de Torrecilla con un espesor de 138 m.

Con estos datos, sumados a las múltiples observaciones de campo, puede confirmarse que la Formación Pizarras Guindo muestra unas variaciones notables en su espesor y, en algún caso, bastante rápidas en entornos próximos.

Sin embargo, 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 (Barranco Hondo, Dañador, etc.) se ha observado la presencia de material volcánico (volcanoclastos) de composición básica asociados 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 la serie de Barranco Hondo y Mirador de Torrecilla, 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 numerosas estaciones realizadas en el ámbito de la Hoja, se ha determinado en la parte baja de la Formación (tramo 1) la presencia de: *Placoparia* (*Coplapoparia*) *tourmemini* (Rouault), *Neseuretus tristani* (Brongniart), *Colpocoryphe rouaulti* Henry, *Phacopidina* cf. *micheli* (Tromelin), *Ectillaenus* sp., *Heterorthis* *morgatensis* Mélou, *Eorhipidomella musculo-* *sa* (Mélou), *Howellites hammani* Villas, *Aegiromena mariana* Drot, *Redonia deshayesi* Rouault, *Prænucula 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 micheli* (Tromelin), *Crozonaspis* cf. *struvei* Henry, *Eodalmanitina* sp., *Nobiliasaphus hammanni* Rábano, *Nobiliasaphus* cf. *nobilis* (Barrande), *Ectillaenus giganteus* (Burmeister), *Heterorthis kerfomei* Mélou, *Howellites hammanni* 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 y extensa representación litológica y cartográfica en el área de investigación.

Como sectores con afloramientos continuos y de calidad pueden identificarse los siguientes:

La banda de anchura kilométrica que corre de oeste a este en la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad), girando a direcciones próximas a N70° en la Hoja nº 840 (Bienservida), y que en gran medida es el límite septentrional del Paleozoico de Sierra Morena en esta área.

La banda de amplitud kilométrica que con dirección aproximada oeste-este aflora en el sector central de la Hoja, constituyendo el núcleo de los sinclinatorios de La Alcornocadilla-Altos de Padilla y el del Dehesón de Quiles.

Finalmente, la banda meridional en los límites con la Hoja nº 886 (Beas de Segura) y su prolongación en la Hoja nº 865 (Siles).

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. Cuarцитas de grano medio y areniscas cuarцiticas de grano medio y grueso ferruginosas (8). Cuarцитas Botella. Llandeiliense 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), "Cuarцитas Guindo", HENCKE, W. (1929), "Alternancias y Cuarцитas 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 75 m en la serie del Dehesón de Quiles. 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 numerosas localidades: Barranco Hondo, Altos de Padilla, etc. El color de esta facies es gris blanquecino a amarillento.

- La segunda subfacies arenosa la constituyen areniscas cuarцiticas 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 caolinítico-sericítica 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 superio-

res. 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, 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 unidad ha brindado diversos yacimientos paleontológicos en esta área, de los cuales se citan los descritos por KETTEL, D. (*op.cit.*); PÉLAN, 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 de 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 de 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 el área del Proyecto, las series realizadas proporcionan unos espesores de 20 m en Barranco Hondo, 62 m en el Dehesón de Quiles, y del orden de 50 m en el río Guadalén, aguas abajo del Castillo Montizón, en el límite con la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad).

Los sectores próximos al pantano del Guadalén y en el centrooccidental, son aquellos en los que no se ha confirmado la presencia litológica de esta formación y por tanto, en los que no se ha diferenciado cartográficamente.

En general, el contacto entre las Cuarcitas Botella y las Pizarras de 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.

En esta Hoja no se han encontrado hallazgos determinables.

Aunque la fauna descrita en áreas de las Hojas colindantes 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.

Dentro del ámbito de estudio los Bancos Mixtos tienen una gran uniformidad en su espesor. Se ha medido una potencia de 180 m en el Arroyo del Porroso, límite con la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad), y en el entorno de los 170 m en los sectores centrales y meridionales de la Hoja, 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 dos 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 (Cortijo Zábala en el sector central) 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 de Barranco Hondo y Arroyo de la Parrosa (sector septentrional), 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 sedimento 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 (5-8) % 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 caolinítica 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 sausrutizados 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", BRENCHELEY, 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.

Las estaciones realizadas, han 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 breviuscula* Villas, *Leptaena sp.* y *Chasmatoporella sp.*, *Rafinesquina lignoni*, Villas, entre otros.

2.1.1.3.4. Calizas bioclásticas y dolomías de color gris a ocre. (12) Epiclastitas de grano grueso verdes y rocas volcanoclásticas de carácter básico (vb). 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 afloramiento en bastantes sectores. En esta área el sinclinorio de Los Engarbos, es el más representativo de series del Ordovícico superior sin “Caliza de Urbana”.

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 superficies erosivas con relleno de sedimentos de tipo debris o “mixtitas” en el sentido de SHERMERHORN, L.J.G. (1971). En áreas próximas situadas al oeste de la 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 cistoides 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 el área del Proyecto a la “Caliza de Urbana” *sensu lato*, se le han medido potencias de 10 m al sur del Castillo Montizón, límite centro septentrional con la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad), 4 a 5 m en el embalse del Guadalmena, (sector sureste) y entre 25 a más de un centenar de metros en los afloramientos espectaculares de esta formación a lo largo del río Guadalén, en el límite centrooccidental de esta Hoja (Cortijos del Cerrajero y La Alameda).

El plegamiento de los carbonatos de Urbana en este último sector impide hacer una estimación más precisa de su espesor en la serie más potente encontrada.

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, en el sector del Embalse del Guadalmena, 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 algunas series realizadas (Sur de Castillo Montizón, Los Engarbos), 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 caolinítica-clorítica con láminas de fangos carbonatados de composición clorítico-caolinítica 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 eslampamiento sinsedimentario.

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.

En el sector río Guadalén, (sector centrooccidental) y su prolongación en la Hoja nº 863 colindante, es un caso atípico en esta formación, tanto por la potencia como por su constitución. En este sector y sobre la barra arenosa de las "lumaquelas terminales", se tiene un tramo potente de packstone y grainstone blancas, marmóreas, en capas decimétricas con fuerte recristalización. En este tramo y hacia techo, se intercalan packstone grisáceas con estratificación ondulada y grosera granoclasificación en los bioclastos.

El tramo superior está constituido por wackestone y mudstone con estratificación difusa a masiva de color gris rosado y con porosidad fenestral muy desarrollada.

En general, el conjunto de ambas facies conforman una megasecuencia de somerización incompleta de tipo "muddy", JAMES, N.P. (1980 a y b).

En este sector es donde las variaciones de potencia son las más extremas de todo el ámbito regional. Basta citar que en el sinclinal de Piedras del Águila la "Caliza de Urbana" tiene en un paralelo un espesor de 25 m en su flanco norte, y de 1,8 m en el sur, en donde realmente la separación de Bancos Mixtos y Pizarras de Chavera es una macrolumaquela de braquiópodos con cemento carbonatado y estructura tempestítica (H.C.S.). Lateralmente, 2 Km al Oeste, en el cauce del río Guadalema, pasa a tener del orden del centenar de metros en las facies de calizas blancas marmóreas y grises descritas.

Aunque la presencia de volcanismo sinsedimentario es una constante en todo el registro de esta formación, en el área de la Hoja, sólo en este sector se han encontrado y cartografiado rocas volcánicas (s.st.) interestratificadas en la serie. Al norte de Piedras del Águila, en el sinclinal de Casas de la Umbria, afloran en una posición de muro de la formación, como base o intercaladas con las calizas blancas marmóreas, son rocas volcánicas de color verde oscuro y textura vacuolar.

En lámina delgada, es una roca con matriz clorítica, abundantes microlitos de plagioclasa y con escasos fenocristales de plagioclasa y anfíbol. Las vacuolas están rellenas de calcita.

Se trata, por tanto, de una roca de composición basáltica con textura vacuolar y fuertemente retrogradada.

Las muestras recogidas han proporcionado conodontos, entre los que se citan: *Amorphognathus ordovicianus* 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 ordovicianus*) muy difundida en el Ashgill pre-

Hirnantiente 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 ceramoporoideos, criptostomados y trepostomados), así como raros braquiópodos (*Nicolella? sp.*).

2.1.1.3.5. Pizarras negras y fangolitas gris oscuras. Pizarras Chavera (14). Ashgill Terminal. Hirnantiente

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.

En el área de la Hoja su espesor está en torno a los 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 ubícuca de pelitas negras masivas. Su petrografía da una constitución caolínítico-sericítica, con predominio muy fuerte de la caolinita, abundante materia orgánica y sulfuros, a veces muy

abundantes, dispersos. La textura es blastopelítica.

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 sublarenitas 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 glaciomarininos (*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).

ARBey, 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 sucesiones 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.*), BRENCHELEY, 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 Hirnantiense, y depositadas como mucho en un intervalo de dos millones de años PARÍS, F. *et al.* (1995).

En el área de la Hoja, las muestras recogidas 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, todas las unidades litológicas incluidas en las denominaciones de pelitas, tanto "Areniscas con fragmentos" como "Pizarras Chavera", se interpretan actualmente como contemporáneas del episodio glacial finiordovícico, atribuyéndoseles una edad Hirnantiense (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), puede 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 inquestionablemente 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-fino y areniscas cuarcíticas blancas a grisáceas (16). "Cuarcita del criadero". Llandovery

Como unidad litológica es una de las más conocidas, constituyendo un nivel guía cartográfico en el ámbito de la Surcentroibérica, donde han recibido distintas denominaciones:

“Cuarcita del Criadero”, “Cuarcita de Castellar”, “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 el ámbito de la Hoja, los afloramientos se encuentran en el sector suroriental en ambas márgenes del pantano del Guadalmena, y en gran medida, dentro de la banda de alto metamorfismo.

En los escasos afloramientos de bajo metamorfismo y menor tectonización (Engarbos), 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.

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.
- 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 ortocuarcitas 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 ortocuarzitas 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 del 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. 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”, BRENCHELEY, 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 dadas en las “Pizarras Chavera” inferiores y las determinadas en las Pizarras de graptolitos suprayacentes. En el área de la Hoja el yacimiento de las Hazadillas, junto a los encontrados en Hojas colindantes, confirman 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 ampelíticas y liditas (18). “Pizarras negras ampelíticas”. Llandovery Superior-Wenlock Inferior*

El contacto de las “Cuarzitas del Criadero” y las ampelitas silíceas 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, se desarrollan depósitos 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 “Cuarzitas de Criadero” y las ampelitas silíceas.

En los sectores meridionales de esta Hoja, en el límite con la Hoja nº 886 (Beas de Segura) en la banda con materiales atribuidos al Ordovícico Superior-Silúrico, sí existen itinerarios en los que este contacto es visible, pero la intensa tectónica y el grado metamórfico de estos materiales, hace inservible cualesquiera de las posibles apreciaciones estratigráficas de detalle.

En el Valle del Guadalmena y en el Cortijo de las Hazadillas, las facies aflorantes más bajas de esta formación son pizarras negras ampelíticas (sapropelitas) con aspecto de masivo a laminado y espesores entre 5 a 10 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 arenosos-micáceos 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, silícea y ferruginosa. 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.

En esta área, los graptolitos más antiguos encontrados proceden de unas pizarras metamórficas del Cortijo de las Hazadillas que contienen: *Retiolites geinitzianus* (BARRANDE), *Stimulograptus? splendens* STORCH y *Monoclimacis cf. griestoniensis* (NICOL). La asociación es indicativa de la Biozona de *Torquigraptus tullbergi* del Telychiense (Llandovery “superior”).

Por otra parte, el tramo superior de estas pizarras negras en el río Guadalmena, brindó una asociación de graptolitos del Wenlock, probablemente del Sheinwoodiense superior, con *Pristiograptus cf. meneghini* (GORTANI), *Pristiograptus dubius* (SUESS), *Monoclimacis cf. flumendosae* (GORTANI), *Cyrtograptus sp. (cladia tecaes)* y *Retiolitidae?*

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

2.1.2.3. Areniscas, cuarcitas, limolitas y pizarras grises (20). 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, y en el valle del río Guadalmena, en el límite de esta Hoja con la de Beas de Segura (nº 886).

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 visible en la localidad reseñada es de 290 m, siendo uno de los escasos afloramientos a nivel regional en el que pueda observarse el muro y techo de esta formación.

Esta facies heterolíticas muestran una evolución desde cuarzoarenitas y ortocuarzitas, 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 D₃ y D₂ de MUTTI, E. (*op.cit.*). La serie continúa con 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 sublitanenítico con escasos feldepatos, 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, sericitica y el cemento es silíceo. Como accesorios, los sulfuros en cristales idiomorfos de tamaño milimétrico y turmalina, circón y apatito en menor proporción.

Estas secuencias elementales granodecrecientes (F.U.S.), se estructuran en una megasecuencia grano y estrato creciente (C.U.S.), cuya agradación vertical continua con facies H.C.S., en las que paulatinamente el término M se adelgaza y desaparece, al tiempo que las areniscas en capas decimétricas con secuencias HX y PHX se amalgaman dando un banco de espesor métrico (8 a 9 m) al que KETTEL, D. (*op.cit.*) denominó "Cuarcita Basal" del Devónico. Aunque este autor le da a esta cuarcita una importancia de horizonte cronoestratigráfico marcador del límite Silúrico-Devónico, no existen criterios paleontológicos suficientes para precisar tal cuestión, al menos en el área de la Hoja. Además, este banco cuarcítico es difícilmente utilizable como límite cartográfico, al ser rápidamente recubierto por sedimentos más recientes y por tanto es difícilmente correlacionable con otras cuarcitas atribuidas al Devónico. Ello no obsta para que, por su posición y constitución, pueda ser correlacionable en el ámbito regional con la Formación "Cuarcita del Doradillo", con las que culmina el Grupo del Cerro Escudero en las regiones más septentrionales de la Zona Surcentroibérica, y por tanto, su cronología estaría próxima al límite Silúrico-Devónico.

En el valle del río Guadalmena, sobre la "Cuarcita Basal", la serie continúa con una alternancia de areniscas cuarcíticas, limolitas arenosas y lutitas con un aspecto similar al tramo infra-yacente a la susodicha barra cuarcítica.

En este tramo heterolítico se pueden definir las siguientes facies:

- I.- Una secuencia elemental de espesor centimétrico a decimétrico y con características idénticas a las facies H.C.S. de grano fino de tipo PHXM y HXM similares a las descritas en el tramo anterior. Esta facies constituye el tramo inmediato sobre la "Cuarcita Basal".
- II.- Una única secuencia constituida por una capa de conglomerados, con espesor de 25 a 30 cm, variando de clastos soportados a matriz soportados. La matriz es arenoso-

lutítica y el cemento mixto silíceo-ferruginoso. En los clastosoportados el centil es de 10 cm y la moda de 6 a 7 cm. Están bien redondeados y en su espectro litológico dominan los cantos de cuarcita sobre los de pizarra. La base es moderadamente erosiva y el techo es neto en contacto con siliciclásticos de grano muy fino.

- III.- Una de las secuencias elementales mayoritarias en este tramo está constituida por una alternancia centimétrica de areniscas de grano fino limosas, de color blanco a grisáceo, alternantes con lutitas gris verdosas. La secuencia completa no supera los 10 cm, lateralmente las capas de arena cambian de espesor y tienen frecuentes amalgamaciones.

Con frecuencia, las capas tienen en su base cantos lutíticos de tamaño arena gruesa-grava muy aplastados y en algún caso con orla siderítica ("*clay chips*"). Los techos de ripples de ola son frecuentes y presentan una bioturbación deformativa, a veces tan intensa que destruye todas las estructuras sedimentarias. Igualmente, la bioturbación figurativa en las superficies de estratificación es, en muchos casos, espectacular.

- IV.- Una subfacies de la anterior es aquella en la que, en las alternancias, las capas de arenisca alcanzan espesores de 20 a 30 cm e incluso, por amalgamación, dan bancos de 60 a 70 cm. La relación arenisca/pelita es ≈ 1 . Los contactos de las capas arenosas con las pelíticas son muy netos, configurando un aspecto general de ritmita. Las areniscas son de color blanco grisáceo a rosado y las lutitas gris verdosas.

La continuidad en las capas de areniscas es aleatoria, desde acuñamientos a escala métrica a capas plano paralelas con espesor idéntico en amplitudes decamétricas. En la base de estas capas pueden observarse pequeños *scours* erosivos, "*gutter-carts*", escasos fluttes, deformaciones de cargas y estructuras pilows en las de mayor espesor.

Los techos son normalmente de ripples de oleaje, a menudo de interferencia. En las capas pelíticas, la estratificación linsen es la predominante con microripples en los que puede observarse láminas de lutita negra intercaladas (lámina de avalancha).

Esta facies es la que contiene una mayor variedad de icnofauna, aunque el grado de bioturbación deformativa es mucho menos intenso que en la anterior.

- V.- Esta facies son areniscas cuarcíticas de grano medio-fino en cuerpos decimétricos a métricos, con base cóncava y fuertemente erosiva, estratificación cruzada en surco y cambios de espesor rápidos con acuñamientos muy bruscos.

Es difícil observar ordenamiento interno, aunque, en algún caso, se ha apreciado disminución de tamaño de grano y del tamaño de las capas, con intercalación de láminas discontinuas de arcillas. Las capas de muro contienen abundantes clastos de tipo "*mud chips*" y siderolíticos. La bioturbación deformativa es muy escasa.

Los datos aportados, permiten atribuir estos materiales a depósitos en medios que varían desde offshore, para las facies H.C.S. infrayacentes al conglomerado, a depósitos de llanura de marea mixta (*mixed flats*) e inferior, para las facies IV (llanura mareal arenosa de arenícola); llanura mareal superior (*mud flats*) en la facies III y la facies V serían los depósitos de los canales de marea que discurren por esta llanura tidal.

El salto hidrodinámico, desde áreas del offshore en plataformas con dominio de tormentas a llanuras de mareas con corrientes de marea circulando con una dirección dominante (ausencia de estructuras *herringbone*), viene marcado en esta serie por la capa de conglomerados.

Este litosoma conglomerático, canalizado, de carácter submarino, puede estar relacionado con descargas bruscas de origen continental, a través de cauces fluviales y canales mareales conectados con ellos. Estos episodios de fuerte avenida, progradan sobre los sedimentos del cinturón costero, incorporando parte de los mismos dentro de la red de canales.

Procesos similares, en los que depósitos aluviales súbitos de cierta envergadura desplazan la línea de costa local, por relleno y progradación en ambientes de llanuras costeras no deltáicas, han sido descritos por diversos autores en sucesiones paleozoicas del Devónico en Inglaterra, TUNBRIDGE, I.P. (1983), Silúrico-Devónico de Nueva Escocia, CANT, D.J. (1980), etc.

Es muy difícil observar una ordenación cíclica en las facies descritas, bien por sus rápidos cambios laterales, bien por la bioturbación deformativa tan intensa en algún tramo. A título indicativo, el tramo se estructura en megasecuencias decamétricas estratocrecientes con un ciclo de facies III --> IV --> V.

En las muestras de icnofauna recogida se clasifican: *Cruziana isp.*, *Planolites, isp.*, y *Phycoides isp.* Por correlación con la Formación "Pelitas de Valdenmedio" de sectores más septentrionales de la Zona Surcentroibérica, se le atribuye una edad Lochkovense.

2.1.3. Devónico

Los materiales a los que se les atribuye esta edad, sólo afloran en el núcleo sinclinal por el que discurre el valle del río Guadalmena, en los límites meridionales de esta Hoja con la de Beas de Segura (nº 886).

Tal como se describía con anterioridad, sólo en el Valle del Guadalmena aflora una cuarcita intercalada en la serie heterolítica definida como "Cuarcita basal" por KETTEL, D. (*op.cit.*) y cuya equivalencia es dudosa, con las unidades litológicas cuarcíticas denominadas "Cuarcita del Doradillo", "Cuarcita de base del Devónico", "Cuarcita de las Cuevas", "Capas de San Pablo", etc. que diversos autores señalan como próximas al límite Silúrico-Devónico.

Sobre esta cuarcita la serie continua con una alternancia de areniscas, cuarcitas y pizarras de colores grises a verdosos que en el ámbito regional se la denomina "Formación Valdenmedio", PARDO ALONSO, M.V. *et al.* (1994) a la que se superpone una nueva formación de constitución arenosa (areniscas y cuarcitas) descrita como "Cuarcita del Risquillo".

En el valle del Guadalmena, el miembro superior de esta serie está constituido por areniscas cuarcíticas, areniscas oolítico ferruginosas, pizarras grises y calizas bioclásticas equivalentes a la Formación Herrera con su miembro carbonatado Molino de la Dehesa.

Desde el punto de vista cartográfico, en esta área, se han agrupado todas las facies heterolíticas como una unidad cartográfica única, ya que, la denominada "Cuarcita basal" de KETTEL, D. (*op.cit.*), al no tener continuidad lateral como nivel cartográfico imposibilita diferenciar las alternancias inferiores de las superiores. Por ello, el nivel cartográfico de referencia es la Cuarcita Principal de dicho autor y la unidad cartografiada abarca desde las ampelitas silúricas hasta dicha cuarcita.

Dado que en bibliografía el límite Silúrico-Devónico es una cuestión que está en revisión permanente, como puede deducirse de las referencias bibliográficas de PARDO ALONSO, M.V. *et al.* (1994), PARDO ALONSO, M.V. (1995), PARDO ALONSO, M.V. (1998), etc., en las que este límite se ha situado bien a techo de la "Cuarcita de Doradillo", bien en la base de las "Cuarcitas del Risquillo", puede establecerse que en la serie del río Guadalmena y sobre las pizarras ampelíticas negras con graptolites, existe una potente sucesión de carácter heterolítico que intercala un paquete cuarcítico de espesor decamétrico que la subdivide, con carácter local, en dos tramos estratigráficos. El contenido faunístico (icnofauna) de estos tramos no es definitorio y por correlación regional podría estimarse que el límite Silúrico-Devónico se encontraría dentro de esta sucesión.

2.1.3.1. *Devónico Inferior*

Aunque como ya se ha precisado, 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 y areniscas cuarcíticas de grano medio a grueso blanco amarillento a rojizo. Capas de areniscas ferruginosas y oolíticas rojas intercaladas (22). "Cuarcita Principal" o "Cuarcitas del Risquillo". Lochkoviense-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 75 m y 110 m para los respectivos tramos. El conjunto de ambos tramos configura un ciclo de facies grano y estrato decreciente.

En la **unidad inferior cuarcítica** pueden distinguirse las siguientes facies:

A- Una de las facies más representativas de esta unidad 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 hematítica.

La petrografía muestra que son cuarzoareniscas con cemento silíceo o mixto silíceo-ferruginoso, en las que como accesorios más frecuentes se encuentran: piritita, 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 piritita 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 piritita 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 acunamiento 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 síliceo o mixto síliceo-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 granoclasificación-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- caolínítico.

En la **unidad superior**, el conjunto litológico superior 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. Mina Martín, situada al este del valle del Guadalmena, benefició estos niveles.

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 irregulares 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 síliceo-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 síliceo, 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 esta área, 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.

2.1.3.1.2. Calizas bioclásticas amarillento rosadas y areniscas cuarcíticas ferruginosas (23). Emsiense

La serie realizada en el valle del río Guadalmena, es litológicamente más compleja y de carácter heterolítico. Su espesor promedio es de 45 m y tiene un tramo inferior constituido por un acúmulo de secuencias tempestíticas de grano medio, en las que predominan las de tipo BHXM y HLM, decimétricas a centimétricas respectivamente.

En las de mayor espesor y con término B bien desarrollado, abundan los clastos negros de colofana, los bioclastos fosfatizados y los oolitos con núcleo variado y envueltos de clorita o hematíticas.

El tramo de techo son alternancias de capas carbonatadas y de margas grises organizadas en secuencias idénticas a las descritas en el sector septentrional.

Por tanto, en esta área, el registro sedimentario de esta unidad constituye una megasecuencia grano y estrato decreciente y carbonato creciente, en el que existe una evolución desde depósitos del "offshore" proximal, en plataforma siliciclástica con dominio de tormentas, a medios de "offshore" en plataforma-rampa carbonatada con ausencia de aportes terrígenos.

Los fósiles más modernos de esta unidad se encuentran en esta serie, en el tramo con capas carbonatadas se determinan braquiópodos (*Strophomenidae indet.*, *Spiriferida indet.*) y restos de conodontos (*Icriodus sp.*). Por su posición estratigráfica y litología, esta unidad puede ser correlacionada con el tramo carbonatado del Molino de la Dehesa de sectores más septentrionales de la región surcentroibérica PARDO ALONSO *et al.* (*op.cit.*), y en consecuencia se le atribuye una edad Emsiense probable.

2.1.4. Carbonífero

En el área de esta Hoja y su entorno próximo Hoja nº 886 (Beas de Segura), los materiales atribuidos al Carbonífero, se encuadran en dos unidades litológicas muy diferentes, a saber:

- Exclusivamente en el ámbito de la Hoja nº 886 (Beas de Segura), en discordancia con las series devónicas infrayacentes, aflora una potente sucesión heterolítica con alter-

nancia de areniscas y lutitas que se atribuye al Carbonífero inferior en facies Culm.

- Por otra parte, y en el sector noroccidental de esta Hoja, en las proximidades del Cortijo El Cerrajero, se han localizado una serie de pequeños afloramientos en los que en discordancia angular y erosiva sobre los materiales del Ordovícico Medio, se encuentran unos conglomerados, areniscas y fangolitas que se han atribuido al Carbonífero Superior.

2.1.4.1. Conglomerados, areniscas con cantos y fangolitas grises a ocre (24). Carbonífero Superior

En las proximidades del Cortijo del Cerrajero (sector noroccidental de la Hoja), y en ambas márgenes del río Guadalén, se han localizado unos pequeños afloramientos constituidos esencialmente por conglomerados con areniscas y fangolitas como litologías subordinadas. El conjunto está en discordancia angular y erosiva sobre las unidades del Ordovícico Medio (Formación "Alternancias El Caño").

Esta unidad litológica está constituida por un paquete de conglomerados clasto-soportados, masivos, polimícticos que hacia techo muestran una cierta estratificación marcada por cicatrices erosivas y por horizontes de cantos de diferentes tamaños, así como por escasas intercalaciones de siliciclásticos de tamaño arena-fango.

Los cantos muestran un espectro dominado por las areniscas cuarcíticas, cuarcitas y pizarras, con un redondeamiento moderado (subanguloso a subredondeado), una heterometría muy marcada con una moda en 8-10 cm y el centil en 45 cm.

Puntualmente, las capas de techo muestran una organización interna multiepisódica con numerosas cicatrices erosivas y amalgamaciones. En algún nivel, se observan depósitos residuales de cantos y estratificación cruzada a muy gran escala. El color de toda la unidad es gris a pardo.

La escasa organización interna de estos materiales y la ausencia de estructuras tractivas en los tramos basales, sugiere un transporte en masa mediante avenidas de flujos hiperconcentrados en áreas proximales de abanico aluvial, evolucionando hacia techo, a facies con características de depósitos de corrientes tractivas de origen fluvial, ligadas a relleno de canales trenzados en las zonas intermedias de dichos abanicos-aluviales; posiblemente en clima húmedo.

No se han observado restos fósiles, ya que las facies litológicas no son propicias para su preservación. Sin embargo, las muestras recogidas en los escasos sedimentos finos han sido determinantes en cuanto a la ubicación cronológica de esta unidad.

Las muestras son pobres en materia orgánica y el contenido en polen y esporas es muy escaso.

Existen dos tipos de maduración: a) muy baja, con esporas y polen de color amarillo anaranjado y b) otros fragmentos, sin forma definida, completamente opacos. La conservación de los primeros es bastante deficiente; las exinas se encuentran degradadas, tomando un aspecto granuloso; ello impide la observación de su estructura, lo que imposibilita la determinación de la mayoría de los especímenes; únicamente se consiguió identificar dos de ellas a nivel genérico. La coloración de las exinas de la materia orgánica del tipo a) se correlaciona con una paleotemperatura situada entre 65 y 80°C.

Se han determinado las siguientes especies: *Densosporites* sp., *Laevigatosporites* sp., Polen bisacado, Esporas no identificables.

Los géneros *Densosporites* y *Laevigatosporites* se extienden por todo el Carbonífero superior, a partir del Namuriense. Los primeros representantes de polen bisacado aparecen en el Westfaliense; por lo tanto la edad mínima de esta muestra sería Westfaliense. Sin embargo, el polen bisacado de esta muestra tiene una estructura alveolar bastante bien desarrollada, rasgo que empieza a aparecer en el Carbonífero más alto (Estefaniense y en el Pérmico). A pesar de ello, no es posible establecer una edad concreta para esta muestra, basándonos en el contenido palinológico. Se puede dar como probable una edad Carbonífero superior más alto.

En el ámbito regional de la Zona Surcentroibérica, estos pequeños afloramientos tienen una posición tectoestratigráfica similar a la cuenca de Puertollano, situada en áreas más occidentales.

2.2. MESOZOICO

En esta área, 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 y Cuaternario, en las distintas Unidades Geológicas encuadrables en la Cobertera Tabular de la Meseta y Prebético Externo.

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. Sus afloramientos reducidos y mala calidad se ubican fundamentalmente en la franja meridional donde, aunque no de forma continua, se tiene representación de todas las unidades desde el Triás Inferior al Jurásico Inferior. Los afloramientos del borde septentrional son exclusivamente facies del Triás Inferior discordante sobre el Paleozoico.

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), situadas en el entorno próximo a esta área.

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 Trías en su conjunto responde a una facies atípica del Trías 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 áreas adyacentes a esta Hoja 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 Trías 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, observando que en la Hoja de Bienservida (nº 840) apenas aflora esta última.

En esta Hoja se pone claramente de manifiesto, 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.

2.2.1.1. Conglomerados, areniscas con grava y lutitas rojo violáceo (25). 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 a lo largo del borde meridional del Paleozoico desde Arroyo del Ojanjo hasta la Venta de los Santos.

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 métrico hasta un máximo de 15 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 presentan una gradación positiva grosera 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.

Por lo general presentan importantes carbonataciones hacia techo de la unidad conglomerática.

Hacia techo de la unidad y en posición estratigráfica superior a los carbonatos que se describirán a continuación, la serie pierde progresivamente la facies de conglomerados pasando a areniscas con grava que alternan con lutitas de coloración diversas, rojas, blancas, verdes, etc.

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, pasan a tener estratificación cruzada de gran escala, planar y/o de surco.

En su conjunto, la organización secuencial anterior, 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 posiciones 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 dolomítico (26).* *Muschelkalk Medio*

Esta unidad aflora exclusivamente en la carretera comarcal de Venta de los Santos a Chiclana de Segura, intercalada entre las facies conglomeráticas y arenosas lutíticas anteriormente descritas. Aunque en Hojas colindantes su continuidad cartográfica permite separar las unidades litológicas, infra y suprayacentes a estos carbonatos en el ámbito de esta Hoja, las condiciones de afloramiento y su acuíñamiento lateral no permiten esta representación cartográfica, por lo que se ha considerado una intercalación dentro del conjunto de siliciclásticos de grano grueso del Trías basal.

En el afloramiento reseñado, su espesor varía de 1 a 1,5 m.

La litología consiste en dolomías con estratificación difusa a masivas, de color marrón-amarillento, 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 correspondiente 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) en un nivel dolomítico perfectamente correlacionable con esta unidad. Por criterios regionales y dataciones palinológicas realizadas en unidades litológicas correlacionables en Hojas colindantes, se le atribuye una edad Ladinense Inferior.

2.2.1.3. *Lutitas gris-verdoso, margas dolomíticas, dolomías y calizas arcillosas (27).* *Muschelkalk Superior-Keuper*

Esta unidad aflora en la margen derecha del río Guadalimar y en la carretera local de la Ermita de Nazaret a los Mochuelos, en los sectores surorientales y centrales de esta Hoja.

El corte que puede observarse a lo largo del ferrocarril abandonado en el sector sureste, es igualmente representativo de esta unidad litológica en el ámbito de esta área.

En estos afloramientos se observa un paso gradual entre las areniscas y lutitas rojo violáceo y verdoso y las lutitas carbonatadas de esta unidad.

La litología está representada en orden de mayor a menor importancia, por lutitas de color gris verdoso a veces con partículas 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.

Desde el punto de vista sedimentológico, estas facies se organizan en una serie de secuencias carbonato-crecientes con predominio de margas en la base y niveles centimétricos o decimétricos de carbonatos a techo.

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 más restringido.

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-).

Dos muestras recogidas, respectivamente, en la parte media-baja y media-alta de la unidad han suministrado las siguientes asociaciones palinológicas.

La muestra de la parte media-baja ha 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*, *Granuloperculatipollis sp.*, *Duplicisporites granulatus*, *Duplicisporites sp.*, *Partitisporites novimundanus*, *Camerosporites secatus*, *Aratrisporites sp.*, *Dictyophyllidites sp.*, *Perotriteles sp* *Dictyotidium reticulatum*, *Mychrystridium sp.*

La presencia de *Enzonalasporites vigens* y *Camerosporites secatus* indican una edad mínima Ladinisense medio-superior. La ausencia de *Patinasporites densus* y de *Vallasporites ignacii*, los cuales caracterizan la base del Karniense, restringe la edad máxima de esta primera muestra, que no llegaría por lo tanto al Karniense.

De acuerdo con el análisis palinológico, la edad de esta unidad sería Ladiniense medio-Karniense inferior.

La muestra de la parte media-alta ha suministrado las siguientes especies: *Triadispora plicata*, *Triadispora crassa*, *Lunatisporites* sp., Bisacados indeterminados, *Patinasporites densus*, Monosacados indeterminados, *Kuglerina meieri*, *Ovalipollis pseudoalatus*, *Staurosacites quadrifolius*, *Enzonalasporites vigens*, *Duplicisporites granulatus*, *Partitisporites novimundanus*, *Camerosporites secatus*, *Aratrisporites* cf. *centratus*, *Dictyotidium reticulatum*, *Mychrystridium* sp.

Camerosporites secatus, *Triadispora plicata*, *Enzonalasporites vigens*, *Duplicisporites granulatus*, *Partitisporites novimundanus* y *Patinasporites densus* caracterizan las asociaciones del Karniense. Como se mencionó para el caso de la muestra anterior, la base del Karniense se define palinológicamente por la aparición de *Patinasporites densus* y también por el género *Vallasporites*. La escasez del primer taxon y la ausencia del segundo sugieren una edad Karniense inferior para esta segunda muestra.

Por otro lado, y aún no aportando mayores precisiones cronoestratigráficas, resulta oportuno traer aquí a colación el trabajo de ALAFONT (1992) por su gran importancia bioestratigráfica. En este trabajo se estudia un yacimiento fosilífero Triásico compuesto principalmente por restos de reptiles marinos, dado a conocer anteriormente por miembros de la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras y situado a unos 5 Km Al Oeste de Villarodrigo. Cabe señalar al respecto que los datos biocronológicos recogidos en este yacimiento son relativamente contradictorios entre sí, siendo compatibles con una edad Triásico medio (Anisiense-Ladiniense).

2.2.1.4. Lutitas rojas con niveles de areniscas ("s") de grano medio y grueso blancas a rojizas (28). Facies Keuper

Esta unidad aflora exclusivamente en los vértices surorientales (Arroyo del Ojanco) y suroccidentales (Casa del Yesar) en áreas muy pequeñas y con muy mala calidad en los tramos observables.

El espesor estimado está en torno a los 140 m en la margen izquierda del río Guadalimar.

Morfológicamente, esta unidad ocupa las laderas que descienden desde la base del Jurásico que constituye los relieves del Prebético hasta las inmediaciones del límite paleozoico.

En esta Hoja no se ha podido observar el contacto entre esta unidad y la unidad anterior lutítico-carbonatada del Muschelkalk superior. En el ámbito regional se considera un paso a ésta gradual en el que la base de esta unidad la constituye el primer tramo de lutitas rojas masivas que aparece por encima de la unidad anterior.

Sedimentológicamente y de acuerdo con FERNÁNDEZ *et al.*, (1994) 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

Las facies a areniscas en bancos potentes, a menudo, cartografiables ("s"), que esta desarrollada, como ya se indicó, 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, y una profundidad en torno 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 paleocorrientes indican unas direcciones de aporte mayoritariamente al NE en Arroyo del Ojanco, y al NE y Sureste en la Casa del Yesar.

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

Las facies b (lutitas, carbonatos y areniscas en bancos finos), constituyen principalmente los tramos inferior y superior de la unidad, y representa 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.

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.

Las observaciones de carácter paleogeológico sobre el contenido palinológico de una muestra recogida en la base de la unidad, en sectores próximos (Hoja nº 840), apuntan a un ambiente sedimentario de transición, probablemente de manglar o de *lagoon*, para la base de esta unidad. El conjunto litológico descrito en su totalidad o en parte, sería correlaciona-

ble con la Formación K₁ de ORTÍ (1973).

La muestra referida ha suministrado la siguiente asociación de polen, esporas y algas: *Triadisporea plicata*, *Triadisporea crassa*, *Lunatisporites* sp., Bisacados indeterminados, *Patinasporites densus*, *Pericolpopollenites elatoides*, Monosacados indeterminados, *Staurosacites quadrifolius*, *Ovalipollis pseudoalatus*, *Kuglerina meieri*, *Enzonalasporites 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), *Michrystidium* sp.

La abundancia de polen del tipo zonosulcado, como *Partitisporites novimundanus*, *Duplicisporites granulatus*, *D. Vermucatus* y *Camerosporites secatus*; de *Enzonalasporites 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.

2.2.1.5. Areniscas de grano medio a fino, blancas a rojizas (29). 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 de grano medio a fino, bien redondeadas, con cemento carbonatado o mixto, (carbonatado ferroso) y con muy escasas intercalaciones de lutitas en láminas discontinuas. La base de esta unidad es generalmente neta y erosiva como es común en todos los cuerpos de areniscas del Keuper.

Las areniscas presentan estratificación cruzada en surco de media escala y cruzada de gran escala y bajo ángulo, frecuentemente con sets cuneiformes, 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".

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.

El techo de esta unidad tiene normalmente una cementación carbonatada creciente y en el vértice de las Casas del Yesar, se encuentra una capa centimétrica de carbonatos con fauna de *lamelibranchios*.

El ambiente sedimentario se interpreta como netamente fluvial con corrientes de tipo “*braided*”, cuyas direcciones de aporte son fundamentalmente al NE en los dos afloramientos reseñados.

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

2.2.1.6. *Lutitas rojas y verdes con niveles de areniscas y yesos intercalados (30). Facies Keuper*

La cartografía de esta unidad se restringe a dos pequeños afloramientos en los vértices suroccidental y suroccidental ya reseñados.

El espesor medido en las Casas del Yesar es de 28 m.

Los únicos datos aportables en la litología de esta unidad predominan las lutitas rojas con escasas intercalaciones de areniscas. Sólo en determinados puntos, como el que se describe, intercalan niveles de yesos rojos y blancos nodulares, alternando con las arcillas rojas. Por último, en la parte superior de la unidad, también puede incluir algún nivel de carbonatos.

De acuerdo con FERNÁNDEZ *et al.* (1994) 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.

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”, (designadas así, por correlación con las homónimas de ORTÍ (1974) de FERNÁNDEZ *et al.* (*op. cit.*), a las cuales, les asigna una edad Karniense.

2.2.2. Jurásico

El único afloramiento de materiales atribuidos a esta edad se cartografía en el Cerro de las Casas del Yesar, en el sector suroccidental de esta Hoja.

Los materiales jurásicos se encuentran, en contacto concordante sobre el triásico de “Facies Keuper”.

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

2.2.2.1. *Dolomías masivas carniolares y brechoides, dolomías estratificadas y calizas dolomíticas (31). Lías Inferior*

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

Las circunstancias acabadas de exponer nos han inducido a optar por situar el límite cartográfico inferior de esta unidad en el “contacto” con las arcillas rojas Triásicas (es decir, en el

nivel donde estas últimas empiezan a aflorar con mayor o menor claridad), no diferenciando en cartografía, deliberadamente, esta zona de derrubios y suelos como tal (lo que hubiera complicado innecesariamente el mapa menoscabando su expresividad). Así pues, tal y como queda reflejado en los mapas geológicos, (sobre todo por lo que se refiere a los sectores oriental y suroriental del mismo), Hoja de Bienservida, el contacto de muro de esta unidad cartográfica queda en general situado manifiestamente por debajo del importante resalte geomorfológico que ofrecen los primeros niveles carbonáticos bien estratificados y visibles del Jurásico. Resulta evidente, pues, que los materiales propios de esta parte inferior de la unidad deben ser lo suficientemente diferentes y más blandos que los citados niveles carbonáticos como para poder dar lugar a una zona de “rebaje” erosivo que contrasta geomorfológicamente con estos últimos.

En la pequeña cantera de la localidad que se describe, se ha podido realizar alguna observación más detallada sobre la naturaleza litológica de dicho tramo transicional. Se trata de dolomías bien estratificadas con yeso en micronódulos e intercalaciones arcillosas, de color gris verdoso a rosado en paso vertical y lateral a dolomías brechoides y carniolares de color amarillento.

En esta localidad el espesor de estos carbonatos varía entre 12 a 14 m.

En detalle estas facies carbonatadas se organizan en secuencias de somerización (*shallowing upward*), JAMES, N.P. (1980) de espesor métrico en las que se diferencian, normalmente tres términos. Un término en dolomicritas estratificadas, al que sigue un término en dolomías masivas de grano grueso y un término superior en dolomías amarillentas microlaminadas, parcialmente brechoides.

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.

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

2.3. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios no ofrecen una gran variedad y su representación superficial tampoco es demasiado importante. Fondos de valle, terrazas, glaciares, conos de deyección, coluviones y canchales son algunos de las formaciones más características. La descripción se realiza en orden a su edad, empezando por los sedimentos más antiguos.

2.3.1. Gravas, cantos, bloques, arenas y arcillas (32). Glaciares

El agua, la gravedad, la arroyada, etc., contribuyen a la formación de estos elementos que se reconocen, tanto por su forma como por su depósito. En esta hoja, los glaciares de mayor tamaño se desarrollan en el borde suroeste, en la margen derecha del río Montizón, pero también se encuentran más al norte, en el sector central de la hoja, al noreste de la localidad de Venta de los Santos. Los primeros alcanzan un cierto desarrollo y pueden llegar a medir hasta 2 Km de largo. El perfil longitudinal de todos ellos es plano-convexo y se localizan en las laderas, descendiendo suavemente hasta casi alcanzar los valles.

Litológicamente, 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, la potencia disminuye hacia las zonas distales, por ello, el rango considerado es 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.

2.3.2. Gravas, cantos, arenas y limos (33, 34 y 35). Terrazas

Las terrazas tienen poco desarrollo y sólo se encuentran en el valle del río Guadalimar, en la esquina sureste de la hoja. Su morfología es alargada, en bandas paralelas al cauce. El techo es plano y ofrecen escarpes bien conservados. Se han reconocido tres niveles a +3-5 m, +8-10 m y +15-18 m. Están formadas por gravas, cantos, arenas y limos de diversa litología y muestran algunas estructuras sedimentarias propias del medio fluvial.

Los clastos son de naturaleza cuarcítica, en su mayoría, pues se alimentan de materiales paleozoicos, pero también incorporan elementos carbonatados que encuentran en su recorrido. 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 observada en corte es de 3-4 m, aunque no se descarta que, en algunos puntos, puedan llegar a alcanzar algo más. La edad que se le asigna es Pleistoceno-Holoceno.

2.3.3. Bloques, cantos y arcillas (36). Canchales

Los canchales se han cartografiado en el sector norte del río Dañador y en algunas pequeñas cabeceras de arroyos. Repiten las mismas características litológicas de los coluviones, pero la diferencia está en la textura. Se componen de grandes y pequeños bloques instalados en las laderas de forma caótica, con una matriz más bien escasa, en superficie. Esto es importante señalarlo porque en algunos cortes observados, se ve que la matriz existe, pero que probablemente por el proceso de lavado, ha sido desplazada de la parte más superficial del depósito. El tamaño máximo, observado en el campo, es próximo a 1 metro. Se les ha asignado una edad holocena.

2.3.4. Bloques, cantos, gravas y arcillas (37). Coluviones

Los coluviones son poco abundantes y se encuentran relacionados, generalmente, con las laderas más accidentadas, por eso lo común es encontrarlos en los valles de los principales ríos como el Guadalén y el Montizón. Por lo general tienen formas alargadas, en la dirección de los valles y no son muy anchos. Su composición es bastante homogénea, puesto que el área madre es casi siempre la misma, es decir, los materiales paleozoicos.

Están formados por bloques, cantos, gravas y arcillas. Su litología queda determinada, en cada caso, 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 los materiales paleozoicos. En cuanto a la potencia, no siempre observable, varía según los casos, pero puede establecerse una media de 1 a 4 m. Son frecuentes en las laderas del río Guadalén. Su edad es Holoceno.

2.3.5. Gravas, cantos, arcillas y arenas (38). Aluvial-coluvial

Son muy escasos y aparecen de forma aislada en algunas cabeceras de arroyos. Se consideran como tales todos aquellos depósitos de fondo de valle que han recibido considerables aportes de las laderas, de modo que es difícil diferenciar claramente qué es aluvial y qué coluvial. Por ello sus características litológicas y texturales son una mezcla entre ambos tipos de depósitos. Se les ha asignado una edad Holoceno.

2.3.6. Cantos, gravas, bloques, arenas y limos (39). Fondos de valle

Los fondos de valle se hallan distribuidos por toda la superficie de la hoja y corresponden a los sedimentos más modernos dejados por la red fluvial. Aparecen con diferentes formas y tamaños, pero por lo general son estrechos y alargados, con un trazado rectilíneo en los cauces menores y de sinuoso a meandriforme en los principales (Guadalén, Dañador, Guadalupe y Guadalupe).

Los fondos de valle, al alimentarse de los relieves paleozoicos, se caracterizan por contener como elementos gruesos: cuarcitas, areniscas, pizarras y, rara vez, calizas. La matriz es arenoso-limosa con algo de arcilla. El máximo tamaño, observado en el campo, supera los 20 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.

2.3.7. Cantos, gravas, arenas y arcillas (40). Conos de deyección

Aparecen en la desembocadura de algunos ríos cuando, éstos, acceden a un valle de rango superior. Por lo general son formas aisladas y de pequeño tamaño, como las del río Guadalén, pero también se pueden encontrar solapándose unas con otras como sucede en la margen meridional del río Guadalquivir, donde aparecen cubriendo uno de los niveles de terrazas. Presentan la típica forma de abanico y una clara convexidad, tanto en su perfil transversal como longitudinal.

Los conos de deyección 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 5-6 m. La edad de estos conos es Holoceno.

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 y 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)

Aparte de otros afloramientos de dimensiones incartografiables repartidas por el ámbito meridional de la Hoja, en el sector centrooriental y norte del Cortijo de Navagarcía y sureste del Cerro Don Diego, se localizan unos afloramientos de rocas básicas cuyas direcciones son N70°E, N120°E y N-S, por lo que podían estar relacionados con las fracturas que se describían como el sistema conjugado y la cuarta familia.

En los afloramientos reseñados, estas rocas muestran un color oscuro, generalmente verde oscuro, en roca fresca que 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, llega a presentar 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 mica 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 característi-

cas 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)

En el sector centrooriental de esta Hoja, esencialmente en la margen izquierda del Embalse del Guadalmena y entre las fracturas del Dehesón de Quiles, al norte y del Cerro de la Cruz al Sur.

En campo, los afloramientos muestran dos tipologías bien definidas que van desde diques métricos con direcciones NNO-SSE, y en menor cuantía Este-Oeste a cuerpos intrusivos, con extensión kilométrica y geometría subcircular, como el que se cartografía en el límite con la Hoja nº 865 (Siles). Por su textura en el campo y los estudios de las láminas, se han interpretado como cuerpos subvolcánicos, en la Hoja de Siles se conocen la existencia de afloramientos de rocas plutónicas (granitos) en áreas muy cercanas al afloramiento de estos pórfidos.

En campo se observan que son rocas de aspecto leucocrático, con un tamaño de grano fino y con textura porfídica, marcada por fenocristales de cuarzo y plagioclasa, de forma ocasional pueden observarse fenocristales de minerales máficos (biotita, hornblenda). En general, los fenocristales tienen un tamaño de 3-4 mm, con hábito subidiomorfo a idiomorfo. En los cristales de cuarzo se observan golfos de corrosión.

Petrografía

Las texturas que se observan son granofídica, porfídica. A veces se observa cómo la mesotaxis ha recrystalizado, formando agregados de grano muy fino, de los minerales principales.

Fenocristales

Los fenocristales son, principalmente, cuarzo y plagioclasa, en menor cantidad se encuentran biotita y anfíbol.

El cuarzo se presenta en cristales de hábito subhedral a euhedral, o bien con formas redondeadas y con golfos de corrosión. Este tipo de cuarzo es característico de cuarzos de alta temperatura. Sobre los bordes de estos fenocristales se desarrolla una textura coronítica, en la cual se pueden observar intercrecimientos micrográficos, granofíricos de cuarzo y feldespato o bien se desarrolla una textura fibroso-radial, constituida principalmente por cuarzo.

La plagioclasa tiene hábito subhedral a euhedral, con macla polisintética y zonación concéntrica normal, con núcleos de composición andesítica y bordes de composición albitica. Es frecuente observar que sobre estos cristales de plagioclasa se desarrollan texturas esferulítica-radial, al igual que en el cuarzo.

La biotita se presenta en cristales aislados o en agregados pequeños, tiene hábito subhedral, de color marrón-rojizo y pleocroico. Las inclusiones son de opacos, apatito acicular y circón con halo pleocroico. Presenta procesos de cloritización bastante importante.

El anfíbol es hornblenda, se presenta en cristales de hábito subhedral, de color marrón o verde y es pleocroico. Presenta procesos de retrogradación hacia un anfíbol actinolítico más minerales opacos.

Mesostasis

La mesostasis presenta una cierta variabilidad en cuanto a la textura, observándose textura criptocristalina a holocristalina de grano fino a medio-fino con texturas de intercrecimiento micrográfico, granofídico. La composición de la mesostasis es de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Esta última muestra importantes procesos de alteración a clorita, incluso en algunas láminas delgadas, toda ella se encuentra transformada a clorita.

Tanto los diques como el cuerpo subvolcánico, intruyen en materiales con fuerte deformación y próximos al metamorfismo térmico de la Zona de Cizalla Extensional Santa Elena-Puente Génave (Z.C.E. SE-PG). Este núcleo metamórfico tiene intrusiones plutónicas como el stock de Santa Elena. Por tanto, es probable que las intrusiones de esta Hoja estén relacionadas con este episodio ígneo.

3.1.3. Cuarzo (3)

Como se ha descrito anteriormente, en esta Hoja prácticamente la totalidad de las cuatro familias en las que se subdivide la etapa tardihercínica, llevan asociadas rellenos de cuarzo desde espesores plurimétricos y extensiones kilométricas (Fallas del Vaquerizo, Avellanar, Piedras Blancas, Dehesón de Quiles, Cerro de la Cruz, Los Engarbos, Arroyo del Pino, etc.) a filones de cuarzo de espesor métrico a decimétrico y extensiones decamétricas en las fracturas del Sistema conjugado en el ámbito septentrional de esta Hoja.

En el primer caso, los grandes filones de cuarzo de la banda meridional dentro de la zona de cizalla extensional, van normalmente acompañados de mineralizaciones de tipo BPG, como ya se ha reseñado y que se describirá más ampliamente en el capítulo de Geología Económica.

Al norte de la fractura que se denomina del Dehesón de Quiles, el relleno hidrotermal de las fracturas NNO-SSE y NNE-SSO suele ser exclusivamente cuarzo lechoso con alguna geoda de pequeño tamaño y muy escasos minerales opacos dispersos. En algunos de estos diques, el cuarzo se encuentra tectonizado, lo que es indicativo de reajuegos posteriores al relleno hidrotermal.

3.2. METAMORFISMO

El metamorfismo que presentan los materiales en esta Hoja se ha originado en la Orogenia Hercínica. Es de dos tipos, uno regional que afecta a todos los materiales paleozoicos precarbo-níferos, es un metamorfismo regional de grado muy bajo, sincinemático con la primera fase hercínica. Y otro de tipo alta T baja P, localizado en la parte del autóctono más próxima a la falla extensional, y con más deformación, que es la estructura principal de la segunda fase hercínica, denominada Zona de Cizalla Extensional Santa Elena-Puente de Génave (Z.C.E. SE-PG).

En cartografía y por tanto en la leyenda, a las formaciones metamórficas del autóctono de la Z.C.E. SE-P.G., se le ha añadido una trama; ya que, por una parte, esta zona tiene relevancia tectonometamórfica, y por otra, existe una correlación de forma unívoca entre la sucesión sedimentaria regional y las unidades litológicas con metamorfismo de alta T y baja P, de esta zona de cizalla.

De esta forma las Unidades de: *metareniscas*, *micasquistos* y *esquistos gris amarillentos*, se atribuyen a los Bancos Mixtos; los *calcoesquistos* a la Caliza Urbana; los *esquistos negros con cloritoide* a las Pizarras Chavera; la *metacuarcita gris oscura* a la Cuarcita de Criadero; los *esquistos negros con andalucita y lilitas* a las Pizarras con graptolites y los *micasquistos*, *esquistos*, *metacuarcitas* y *metalimolitas grises-amarillentas* a las Alternancias Malva.

3.2.1. Metamorfismo Regional

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 recrystalización 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.

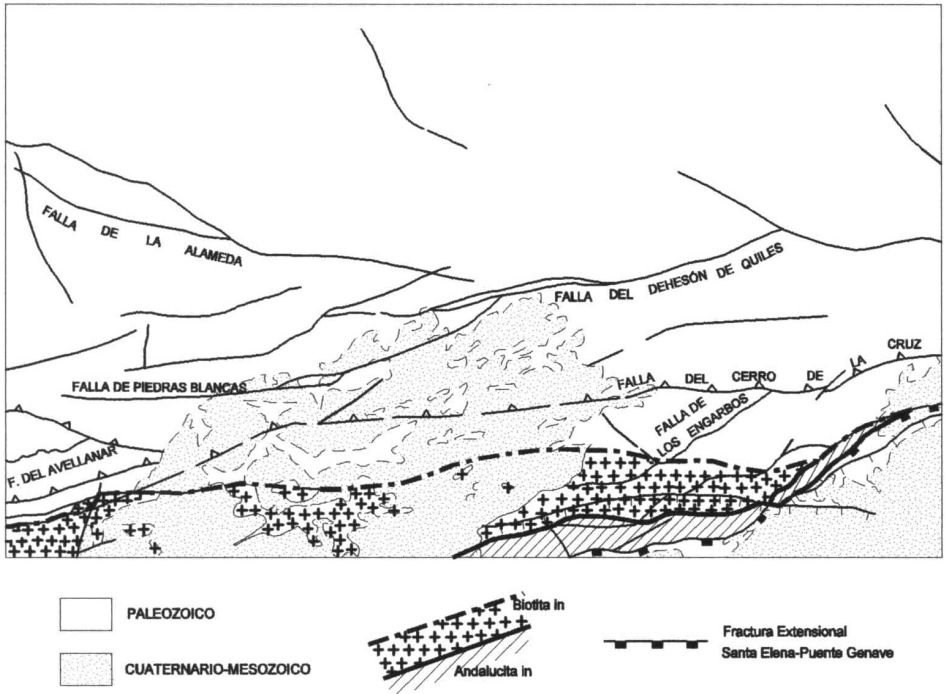


Fig. 3.1 Distribución de las facies metamórficas en el episodio extensional (ZCESE-PG)

En el desmuestre realizado se observa que, al Sur de la falla del Dehesón de Quiles, la S_1 se marca por la orientación de las micas blancas, y la presencia en la matriz de clorita. Los blastos sedimentarios de clorita y feldespatos se observan reorientados y especialmente el cuarzo está recrystalizado sincinemáticamente, marcando las superficies S de la fábrica milonítica, y rellenando los halos de presión de los cristales primitivos. Esto se debe a un reaplastamiento de la fábrica de primera fase hercínica en relación con el desarrollo posterior de la Zona de Cizalla Extensional Santa Elena-Puente de Génave (Z.C.E. SE-PG).

Al microscopio no se observan cambios minerales. Con las limitaciones del tipo de estudio realizado toda la zona se considera dentro de las facies de esquistos verdes, zona de clorita+moscovita+albita. Este metamorfismo es sincinemático con la fase primera hercínica, por tanto es el metamorfismo regional de este sector del Macizo Ibérico (Figura 3.1).

3.2.2. Metamorfismo asociado al despegue extensional

La segunda fase hercínica da lugar a una zona de despegue con una falla extensional que produce un metamorfismo de alta T y baja P en una estrecha banda de materiales al techo del autóctono. Este metamorfismo ha sido descrito en los trabajos anteriores como metamorfismo de contacto, ligado a un cuerpo ígneo que aflora sólo en Santa Elena, y que se continúa hasta esta zona (CASTELLÓ y ORVÍZ, 1974; ORVÍZ *et al.*, 1975; RÍOS ARGÜES, 1977).

En la realización de la Hoja se ha puesto de manifiesto que este metamorfismo es sincinemático con una intensa banda de cizalla, con una anchura que varía desde 2,5 km al Sur de la Hoja, hasta unos 20 m en su terminación oriental, que aparece a muro (autóctono relativo), de una falla extensional con vergencia Sur, está descrita hasta la zona del Centenillo y se ha denominado Z.C.E. SE-PG.

A escala de afloramiento se observa un progresivo aumento de la recrystalización en todos los componentes de la roca, apareciendo una fábrica de tipo SC bien marcada, hasta la falla extensional, con unos 200 m de pelitas mosqueadas a techo. Se diferencian dos zonas. Una con biotita que llega hasta la Cuarcita de Criadero, y que produce una fuerte blastesis de cloritoide en las Pizarras de Chavera. La otra se limita a las ampelitas del Silúrico que tienen una intensa cristalización de andalucita (quiasolita).

Los blastos son de gran tamaño, y tienen relaciones pre-sincinemáticas con la foliación milonítica, con ejemplos muy buenos de cristales rotacionales y grandes halos de presión asimétricos rellenos de cuarzo.

En el bloque de techo de la falla extensional (alóctono), hay de 5 a 10 m de recrystalización de cloritoide con las mismas características que los anteriores aunque de menor tamaño, como se observa en el camino de Los Mochuelos y en Almorchones. En otros puntos, río Guadalmena, no existe este metamorfismo y en el bloque de techo no hay ninguna blastesis.

Las asociaciones minerales son propias del metamorfismo de contacto con una zona externa de corneanas de albita-epidota con las paragénesis de moscovita+biotita+epidota y moscovita+biotita+cloritoide. Y otra interna de corneanas anfibólicas con andalucita+biotita+moscovita. En todas ellas hay una fuerte recrystalización del cuarzo con cristales acintados siguiendo la foliación o polygonalizándose en los halos de presión.

En toda la banda de metamorfismo térmico la fábrica milonítica es muy intensa y borra por completo la esquistosidad de la primera fase hercínica. Se trata de una foliación SC, en la que las superficies C son de máximo movimiento con destrucción de material y acumulación de minerales metálicos y grafito. Y los minerales de neoformación se adaptan a las superficies S. En los tramos pelíticos la estructuración es tan intensa que las superficies tienden a ser paralelas pasando la foliación a ser un “slaty cleavage” penetrativo en el que los blastos son sincinemáticos.

En estos materiales el protolito se ha descrito en el capítulo 2. Estratigrafía, si bien, las unidades son las siguientes:

- Metareniscas, micasquistos y esquistos gris amarillento (11). Son los “Bancos Mixtos” con un grado de metamorfismo de biotita. El aspecto en campo es satinado.
- Calcosquistos (13). Se corresponde con la “Caliza de Urbana”. En campo es un paquete de calcosquistos negros con cloritoide con lentejones carbonatados muy deformados por una estructuración plano-lineal que da “puros” con el eje mayor paralelo a la extensión. La potencia de toda la unidad se reduce a orden métrico.
- Esquistos negros con cloritoide (15). Son las “Pizarras de Chavera”. Se trata de unos esquistos grafitosos con una intensa blastesis de cloritoide, que borra su estructura original. Los blastos son pre-sincinemáticos, con tamaño centimétrico y con acumulaciones en paquetes que borran hasta la S_0 .
- Metacuarcita gris oscura (17). Es la “Cuarcita de Criadero”. Se trata de una cuarcita muy recrystalizada y con fuertes cambios de potencia aunque una gran continuidad lateral.
- Esquistos negros con andalucita y liditas (19). Son las pizarras ampelíticas del Silúrico. Como los esquistos con cloritoide la blastesis de andalucita les proporciona un aspecto “mosqueado” que borra la estructura original. Las liditas son lentejones y escasas. Son frecuentes los cambios laterales de potencia.
- Micasquistos, esquistos, metacuarcitas y metalimonitas gris amarillento (21). Son las alternancias silúrico-devónicas. El metamorfismo y la deformación no han afectado tan intensamente a esta unidad y se conservan sus características sedimentarias; sólo se observa una recrystalización con neoformación de biotita y clorita.

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 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 de ejes verticales de DIEZ 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 Ventas de los Santos afloran dos conjuntos geológicos además de los depósitos cuaternarios, el paleozoico que es la prolongación oriental de las estructuras de Sierra Morena. Y los materiales mesozoicos (Triás y Jurásico) discordantes sobre los anteriores deformados sólo por una tectónica de fractura.

Litológicamente aparecen representados materiales sedimentarios moderadamente deformados, casi exclusivamente terrígenos, que abarcan en edad desde el Ordovícico inferior el Carbonífero 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. Las fases hercínicas posteriores dan lugar a sectores menos deformados en la parte central y septentrional.

La segunda fase da lugar 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. La tercera fase es una compresión suave en régimen dúctil sin metamorfismo. Y las etapas posteriores son de fracturación.

La Zona Centroibérica (Z.C.I.) 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 Eovariscica (Silúrico) de subducción y creación de un arco oceánico. Etapa Mediovariscica (Devono-Carbonífero) de acreción continental y deformación de las zonas internas del orógeno hercínico. Y Etapa Neovariscica (Carbonífero Medio-Superior) con deformaciones localizadas (desgarres), granitización y levantamiento de la Cordillera Hercínica.

Por otra parte, la posición de esta Hoja en el mismo borde septentrional de la cuenca carbonífera de Los Pedroches plantea una problemática de límites entre zonas con diferencias estratigráficas y tectónicas. Aunque el límite de las Zonas Z.C.I. y Z.O.M. está aceptado que se sitúa en la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba (falla de Malcocinado), el área comprendida entre esta y el Batolito de Los Pedroches al Norte presenta características estratigráficas y estructurales propias y diferentes a las de las Zonas aledañas. Esto ha dado lugar a que HERRANZ, P. *et al.* (1999) hayan propuesto esta banda como una nueva zona del Macizo Ibérico (Lusitano-Mariánica). Sea una zona diferente, o una zona mixta con un zócalo precámbrico de tipo ossa-morénico y unos materiales paleozoicos de afinidad centroibérica, los materiales molásicos del Culm de Pedroches, sinsedimentarios con la primera fase de deformación hercínica, marcan un límite con la Z.C.I. en sentido estricto. La falla extensional cartografiada en esta Hoja es un accidente tectónico que puede suponer un desplazamiento importante entre los materiales afectados.

Por otro lado MARTÍNEZ POYATOS *et al.* (1995, 1998), describen la estructura de esta zona y presenta un fuerte contraste con la que se observa en el Dominio de Pliegues Verticales de la Z.C.I. meridional. Según su esquema, el borde meridional de la Z.C.I. está constituido por dos unidades, una alóctona y otra paraautóctona, separadas por un cabalgamiento frágil con movimiento del bloque de techo hacia el NE, de edad Carbonífero inferior-medio. Esta unidad alóctona presenta una deformación precarbonífera que produce grandes pliegues tumbados de vergencia NE, con una foliación asociada dúctil, con un sentido de movimiento que indica desplazamiento del bloque de techo hacia el SE. Posteriormente se produce una etapa de erosión y el depósito del Culm de Pedroches. Con posterioridad a la sedimentación de los materiales del Culm tuvo lugar el cabalgamiento de la unidad alóctona sobre la unidad paraautóctona, acompañado del desarrollo de cuencas en el bloque cabalgante. Por último hay un plegamiento de dirección NO-SE de plano axial subvertical que afecta a todas las estructuras preestefanienses. Siguiendo el esquema de estos autores la vergencia hacia el NE de los pliegues tumbados de la unidad alóctona y del cabalgamiento se interpreta como retrovergente del edificio estructural relacionado con la colisión entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena.

Desde el punto de vista estructural la Hoja está en el Dominio de los Pliegues Verticales de DÍEZ BALDA *et al.* (1990). Estos autores delimitan con criterios tectónicos los límites y características de la ZCI. Desde entonces se considera la ZCI el área propuesta por JULIVERT *et al.* (1972) con la excepción de la Zona de Galicia-Tras-Os-Montes definida por FARIAS *et al.* (1987), e incluyendo en ella el Anticlinorio del Olla de Sapo y el área comprendida entre la alineación granítica de Los Pedroches y la Zona de cizalla de Badajoz-Córdoba.

La base del ciclo sedimentario al que pertenecen estos materiales está en la base del Ordovícico sobre una discordancia correlacionada erróneamente con la sárdica, y que ya fue descrita por LOTZE (1956). Esta discordancia se interpreta como resultado de una tectónica de bloques. Esta deformación tendría un carácter extensional, que generaría fracturas normales, rejugos de accidentes precámbricos, basculamientos y cuencas sintectónicas, con depósitos que varían en naturaleza y espesores. Sobre ellos se instalaría la transgresión marina ordovícica.

Durante el depósito de la serie paleozóica hay evidencias de actividad tectónica de tipo distensivo antes de que se empezaran a manifestarlos primeros efectos de la Orogenia Hercínica. Discontinuidades estratigráficas de carácter erosivo más o menos angulares se han puesto de manifiesto localmente en varios puntos de la Z.C.I. meridional. En este sector la más significativa se produce en el Ordovícico superior, coincidiendo con la glaciación finior-dovícica perigondwanica.

Desde el Ordovícico al Devónico son abundantes las manifestaciones de actividad ígnea volcánica y subvolcánica, junto con hiatos más o menos importantes en el registro sedimentario. Todas estas evidencias parecen ser la manifestación superficial de accidentes profundos formados o reactivados en episodios tectónicos abortados. En esta Hoja hay presencia volcánica en varios niveles de la serie, destacando el techo de las Pizarras del Río y la Caliza de Urbana.

Las rocas ígneas intercaladas en la serie forman parte de aparatos volcánicos poco potentes pero de gran extensión, con extensos cuerpos volcanoclásticos. Todas las rocas están son básicas y están intensamente alteradas, probablemente, como sucede en otros puntos de este dominio (Sinclinal de Almadén), son de origen profundo, manto superior o corteza inferior.

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 peneplanización 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 (LOPEZ DÍAZ, 1991).

En el flanco norte del Sinclinal de Pedroches (al sur de Guadalméz) 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.

Dentro de la Z.C.I. DÍEZ BALDA *et al.* (1992) separaron dos dominios: 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 4 fases de deformación hercínica cuya descripción, a grandes rasgos, es la siguiente:

- La primera (F_1) dio lugar a pliegues sinesquistosos (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 subhorizontal que afectan alas estructuras de F_1 con una esquistosidad asociada (S_2) que llega a adquirir carácter de “schistosity”
- Se ha interpretado (DÍEZ BALDA *et al.*, 1992; ESCUDER *et al.*, 1995) como cizallas subhorizontales, 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 homoaxiales 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 ocupa la mayor parte de éste y se sitúa al sur del anterior, extendiéndose hasta el límite con la Zona de Ossa-Morena. La zona estudiada se encuentra toda ella 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 char-

nelas 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 rejugos 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 identificado en el sinclinal de Guadarranque (MORENO, 1977; GIL SERRANO *et al.*, 1984; MONTESERÍN, 1985; NOZAL, 1985) y en Los Yébenes (VÁZQUEZ *et al.*, 1992) y en la parte septentrional de la zona objeto del presente estudio estructuras de las mismas características que serán descritas más adelante.
- La tercera fase (F_3) de la zona meridional del Dominio de los Pliegues Verticales sería equivalente a la F_4 descrita en la zona de Salamanca, con dirección de acortamiento E-O. 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). Localmente la deformación se distribuye 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 coinci-

de con el episodio D₄ 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

La estructura de esta Hoja es el resultado de dos episodios de deformación importantes que se corresponden con las orogenias Hercínica y Alpina. Los episodios prehercínicos que se observan regionalmente sólo se registran aquí en incidencias dentro del ciclo sedimentario; y los movimientos neotectónicos más importantes no se pueden observar por faltar registros sedimentarios.

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 los sistemas que van desde el Ordovícico inferior hasta el Devónico superior, y sobre ellos en discordancia 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.

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 aparato volcánico, no demasiado potente pero muy continuo; en los afloramientos de la esquina NO de la Hoja se prolonga hasta la base de las Alternancias El Caño. 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 un centenar de metros, en el sinclinal de Peña del Aguila hasta desaparecer en muchos puntos como se observa en toda la parte centro-oriental de la Hoja, por ejemplo en el sinclinal de Los Engarbos. 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 esculpados 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 (GUTIÉRREZ 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 algunas zonas este episodio puede prolongarse durante el Silúrico con niveles vulcanosedimentarios intercalados 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 la Hoja de Torre de Juan Abad, 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 e incluso borradas por las fases posteriores. La segunda (F_2) consiste en una banda de cizalla de al menos 4 kilómetros de anchura, que afecta al borde meridional de la Hoja. 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 tardi a postorogénica, y que probablemente incluya varios episodios de fracturación diferentes que no se pueden separar al no tener depósitos de referencia ni otro tipo de dataciones.

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 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 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, 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.

4.2.2.1. Primera etapa de deformación hercínica

La primera fase hercínica es 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, cuya terminación oriental está en la Hoja colindante de Aldeaquemada.

Estructuras mayores

A esta escala la primera fase está homogéneamente extendida por toda la Hoja aunque en la mitad oriental los pliegues están afectados por la segunda fase, y las estructuras son el resultado es una interferencia de las dos etapas. Si se restituyen los pliegues de la F_1 , en la Hoja se observan cuatro grandes pliegues de dirección E-O.

Al Norte el anticlinal Cerrajero-El Ratón con núcleo en Pizarras del Río, de eje axial subhorizontal, y plano axial vertical. Desarrolla en los flancos pliegues menores suaves como el sinclinal del Alambre. La longitud del eje es superior a los treinta kilómetros de la Hoja, con ondulaciones muy suaves y la longitud de onda es del orden de los 4 km. Esta es la geometría y el tamaño de los pliegues mayores en esta zona, y así son los que hay en las Hojas limítrofes más septentrionales.

Al Sur la estructura continúa con el sinclinal Peñas del Águila-Padilla-Castril, aunque los cabeceos del eje están más acentuados se prolonga hasta el límite oriental de la Hoja. Es un sinclinal con núcleo en Caliza de Cantera, de dirección E-O del mismo tamaño que el anterior, y la misma geometría, plano axial subvertical y eje subhorizontal. No obstante, tanto en la cartografía de la mitad occidental como en la morfología de los pliegues a escala de afloramiento, se observa que son estructuras de interferencia con la segunda fase F_2 . La deformación de esta fase consiste en un plegamiento suave de dirección N60°E, con vergencia Sur, no es penetrativo, tiene un desarrollo local y no lleva asociadas estructuras menores. El resultado es que el flanco meridional de la estructura se verticaliza con buzamientos de 70-80° al S, se intensifica la esquistosidad S_1 con direcciones E-O y buzamientos de 70° al N. En la zona

de Padilla la estructura resultante es un sinclinorio de base muy plana, interferencia de un sinclinal mayor E-O y pliegues menores de dirección N60°E también subhorizontales, las direcciones de la S_0 y la S_1 también se giran hacia N60°E, con todas las direcciones intermedias. Con niveles cartográficos definidos como las Cuarcitas Botella se ven figuras como ganchos, que definen estas interferencias.

La influencia de la F_2 es progresivamente mas fuerte hacia el S, de forma que prácticamente todo el resto del flanco, representado por las Alternancias El Caño tiene la S_0 una dirección media N70°E. El sinclinorio de Talancón-Loma del Toro prácticamente pierde la geometría inicial de la F_1 , son pliegues con bases muy planas, formas 1B de HUDLESTON (1973) y formas en "silla de montar" como la de la Loma Cerro del Toro. Esta estructura marca una banda sin límites precisos, de una anchura de 3 a 4 Km, de plegamiento en la que predomina la geometría de los pliegues de la F_2 . En ella no se ha observado esquistosidad S_2 , pero sí hay pliegues menores de segunda fase.

Las estructuras mayores de la F_1 más meridionales son ya difíciles de reconocer porque están muy deformadas por la segunda etapa y retocadas por la fracturación posterior. No obstante, la segunda fase que no produce grandes traslaciones en esta zona y corta a la serie a distinta altura dependiendo del plegamiento previo, permite reconocer los pliegues mayores previos. Está el anticlinal de Piedras Blancas- Embalse del Guadalmena, con el núcleo en Pizarras del Río en los que asoman algunos anticlinales de las Capas de Pochico. Y el sinclinorio de Los Engarbos en cuyo núcleo afloran las ampelitas silúricas. Ambas estructuras presentan una deformación muy intensa a todas las escalas, hasta el punto de que en las cartografías previas no se reconocen las formaciones originales. El anticlinal es la terminación más oriental del Anticlinal de Alcludia, estructura muy conocida a escala regional.

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 , algunas fracturas de adaptación en los pliegues y grietas tensionales en antiformes rellenas de cuarzo.

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 muy intenso. En la Hoja hay dos bandas en las que esta estructura está muy implantada, la litología en las dos son las Alternancias El Caño. La más septentrional es el anticlinorio de Cerrajero-El Ratón, y la otra más meridional, el anticlinal que hay entre el sinclinal Peñas del Águila-Padilla-Castril y el sinclinorio de Talancón-Loma del Toro. Esto da como resultado la gran extensión cartográfica de esta formación en la Hoja. Generalmente son difíciles de observar por la peneplanización pliocuaternaria, pero hay buenos cortes en el Guadalén al N de la Hoja, y en el Dañador en el centro.

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 propio de un nivel de deformación alto.

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 kilométricas. Su dirección general es N90°E aun que tienen un suave giro desde N100°E en el occidente de la Hoja hasta N80°E en el occidente.

A escala de afloramiento la esquistosidad S_1 se ve en toda la Hoja (excepto cuando está borrada por la S_2) como una pizarrosidad (esquistosidad espaciada) en los niveles detríticos finos, especialmente en las charnelas. No obstante es tan débil que en el límite septentrional y en las Hojas aledañas la pizarrosidad que se observa se debe más a la estratificación que a la esquistosidad. Hacia el centro de la Hoja, antes de ser obliterada, donde los materiales están más estructurados su presencia está generalizada. 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 (centro 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 minerales 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. En las zonas más deformadas el "*slaty cleavage*" está mejor definida por la cristalización de las micas blancas y las cloritas que afectan a todos los minerales micáceos.

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.

Hay otra estructura que se observa en varios anticlinales como al N del Vallejo del Talancón, que es el relleno de cuarzo blanco de fracturas tensionales en las charnelas de los anticlinales, son vetas de espesores decimétricos y longitudes decamétricas. Las más frecuentes son paralelas a los ejes de los pliegues, aunque algunas de menores dimensiones son transversales. Todas ellas son subverticales.

Por último se ha observado una deformación leve en los numerosos fósiles, prueba del carác-

ter 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 como ya se ha descrito, el metamorfismo es progresivo hacia el S.,

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 una deformación muy intensa en su tercio meridional que 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 antiformal 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 *"stop-ping"* 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 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 DÍEZ 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 por 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 DÍEZ BALDA *et al.* (1995). Y en

el Sistema Central DOBLAS *et al.* (1994 a y b) y HERNALZ HUERTA *et al.* (1996). Todos ellos coinciden en que es una etapa o fase de deformación extensional producida por un colapso extensional, posterior al empujamiento producido por la primera etapa de deformación hercínica, aunque algún autor lo prolonga hasta tardihercínico o alpino precoz.

Estructuras Mayores

Se trata de una única estructura que se extiende por todo el tercio meridional de la Hoja, con un límite septentrional que podría ir desde el Collado del Lobo al E, hasta las minas del Avellanar al Oeste, con una dirección global N80°E, si bien las estructuras menores comprenden un abanico entre N70°-90°E. Consiste en una zona de cizalla con una deformación progresivamente más intensa hacia la franja central, en donde se produce un metamorfismo sincinemático de grado medio de tipo alta T y baja P, cortada por una fractura normal en dirección y buzamiento hacia el S, que pone en contacto estos materiales con otros sin apenas deformación de la zona de cizalla.

Los límites son transicionales, el inferior no aflora, y el superior es muy progresivo con estructuras diferentes según la proximidad al núcleo pero siempre en bandas longitudinales y con una geometría constante. Las estructuras mayores son los pliegues, el metamorfismo, la anti-forma del núcleo y las fracturas extensionales.

La estructura más externa son los pliegues hectométricos muy suaves de dirección N60°-70°E que aparecen en el sinclinal Peñas del Águila-Padilla-Castril, dan lugar a figuras de interferencia, observables en cartografía. Son pliegues aislados sin estructuras menores asociadas.

La siguiente banda tiene unos dos kilómetros de anchura en horizontal, y produce un repliegamiento generalizado. Es la banda que incluye el sinclinorio Talancón-Loma del Toro, que a escala cartográfica es su mejor representación y se continúa hacia el Oeste produciendo los pliegues del Dañador en el borde de la Hoja. Es una zona de interferencia de pliegues en la que se pierde la geometría de los pliegues de la F₁. Todavía no hay estructuras menores asociadas, pero si se observa más marcada la S₁.

A partir esta banda aparece la esquistosidad S₂ que modifica el aspecto de las litologías de la zona. También la estructuración bajo el frente de la esquistosidad es progresiva, el límite superior se ha trazado con apoyo de láminas delgadas, y está representado en cartografía por la aparición de la S₂, pero se caracteriza toda la zona por una pizarrosidad muy penetrativa, la vergencia al Sur de las estructuras, una recristalización visible en afloramiento y la ausencia de pliegues menores. En general por tener una deformación mucho más intensa que la del Dominio de Pliegues Verticales. Otra característica es la marcada paralelización de la estratificación y la esquistosidad principal, por lo que exceptuando pequeñas zonas de repliegues, aparentemente toda la secuencia parece un monoclinial con un ángulo entre estratificación y esquistosidad muy bajo.

Al sur de esta banda se encuentra el sinclinorio de Los Engarbos, es una estructura de interferencia de un plegamiento de F₁, de dirección N90°E con otro de la F₂, N70°E, ambos con los ejes subhorizontales y con geometría muy diferentes, el primero simétrico subvertical y el segundo asimétrico y volcado al S. La esquistosidad siempre S₂, subparalela a la S₀, de dirección predominante N90°E y buzando 20°-40° al Norte.

En esta banda aumenta progresivamente hacia el S la blastesis metamórfica, con la aparición de los primeros cristales de biotita, recrystalizando los precinemáticos de clorita.

Otra gran estructura originada en esta fase es la flexión de la zona de cizalla hacia el Sur, aflora en el límite meridional de la Hoja desde el Cerro de Los Santos hasta el río Guadalmena, más hacia el Este aflora poco por la discordancia del Triás y la intensa fracturación de este sector. A escala regional es la estructura más conspicua como puso en evidencia RÍOS ARGÜES (*op. cit.*). Desde un eje de dirección general N90°E, aunque con giros locales N70°E, la esquistosidad principal, que es la S_2 , y con ella todos los elementos planares previos, pasan de buza siempre al Norte a buzarse al Sur con la misma dirección N90°E y con buzamientos suaves de 30°-40° al Sur, lo que da lugar a una antiforma suave y tardía.

El eje de esta flexura coincide en su mayor parte con las ampelitas silúricas y formaciones infrayacentes, y en su núcleo se produce un fuerte aumento del metamorfismo térmico, con aparición de andalucita, sincinemático con una deformación por cizalla muy intensa y un estimamiento de las formaciones que reduce su potencia hasta un 80-90%; por ejemplo la Cuarcita de Criadero pasa a tener menos de 2 metros. El corte más representativo de esta estructura en la Hoja se puede ver en el camino que va desde Los Mochuelos a Camporredondo. Y tiene mejor afloramiento y es más completo el del arroyo Nevado que se inicia en el borde meridional de la Hoja y se continúa en Beas de Segura.

El techo de esta estructura es una fractura que va desde el punto kilométrico 5.700 de la carretera de Los Mochuelos hasta el Cjo. Las Hazadillas al Este. Tiene un trazado sinusoidal con dirección general N70°E y un buzamiento del orden de 60°-70° Sur. Esta fractura normal hacia el Sur no produce un salto muy grande en la serie pero sí en la estructuración y el metamorfismo, en el autóctono (labio norte) hay unos esquistos milonitizados con andalucita, y en el alóctono una alternancia de pelitas y cuarcitas, con una blastesis de cloritoide de una decena de metros de anchura (probablemente por inducción del alóctono) y con un foliación de tipo “*rough slaty cleavage*”.

En la carretera de Los Mochuelos el plano de falla es frágil con 1 dm de brecha de falla, producto de rejuegos tardíos, es N90°E-75°S, al N esquistos con andalucita, y al S una banda de cizalla dúctil de unos 10 m con un bandeado tectónico según la foliación milonítica N80°E-40°S, con una lineación N-S buzando unos 40°S. Esta banda tiene numerosas venas de cuarzo blanco que corta a la foliación y está deformado por la cizalla, dando sigmoides con un sentido de movimiento hacia el Sur.

En el corte de esta falla en el río Guadalmena, en la confluencia con el arroyo Hellín, el afloramiento es espectacular porque en unos 2 m se pasa de unos esquistos con andalucita a ampelitas silúricas con gaptolites.

Este accidente tiene las características de una falla extensional, es decir, un “despegue” pero al menos en el tramo que aflora en esta Hoja la estructuración es compleja con varias fracturas que además tienen rejuegos tardíos. Esto se pone de manifiesto en el tramo que va desde la carretera de acceso a la presa del Guadalmena hacia el Este, aquí el núcleo metamórfico está limitado por dos fallas constituyendo un “*horse*” tectónico entre dos fallas normales con el plano buzando al S suavemente. Un buen afloramiento de esta estructura se tiene en una pequeña cantera que hay en la carretera de acceso a la presa del Guadalmena. La fractura de muro tiene una dirección N80°E-35°S con unas estrías de rozamiento N40°E-15°SO. En el plano hay una roca de falla arcillosa de unos 5 cm, siguen paquetes de brechas

alternando con cuarcitas en un tramo de 5 m y a continuación los tramos de ultramilonitas con andalucita; al Norte de la falla se encuentra la Cuarcita de Criadero sin metamorfismo. Es evidente que la falla se ha producido en un régimen dúctil-frágil y por tanto en condiciones más superficiales que el accidente extensional, lo que es una prueba de que la zona de cizalla ha tenido una historia compleja y prolongada en el tiempo, rejugando incluso en la Orogenia Alpina como se observa en la falla del Alto del Membrillo que transcurre más al S.

Hay una familia de fracturas relacionadas con esta zona de cizalla al menos tardicinemáticamente, son fracturas longitudinales a la misma, con direcciones entre N70°-90°E y de cinemática diferente, unas son subparalelas a la foliación y son cabalgamientos hacia el S conformes con la vergencia hacia el S, como son las del Cerro de la Cruz y Los Engarbos. Y las otras que buzan al norte y tienen un movimiento normal, que se pueden considerar antitéticas respecto a la cinemática general, el mejor ejemplo es la falla del Dehesón de Quiles, se puede considerar una zona de fractura ya que hay varias fracturas en relevo. La tectonización ligada al plano de falla también es diferente, en el primer tipo se desarrolla una banda de unos 20 m con una roca de falla de matriz milonítica pelítica negra, con una foliación N90°E-45°N, y numerosos "peces" tectónicos en parte de las areniscas del autóctono y en parte de brechas silicificadas, hay abundantes cuarzos blancos de exhudación plegados por la propia cizalla, se observan pliegues disruptados tanto de cuarzo como de areniscas, con direcciones N60°-40°E subhorizontales. Los criterios cinemáticos de las superficies de cizalla y los pliegues indican vergencia al SE.

Las fallas antitéticas como la del Dehesón de Quiles presentan estructuras de tipo dúctil-frágil, dan saltos importantes en cartografía y contribuyen al hundimiento del nivel estructural de la zona de cizalla. El plano se ha observado en tres puntos, tiene una zona de brecha con espesores entre 10 m y 1 dm, con direcciones N80°E-75°-80°N, con estrías de rozamiento N70°E-15°NE y N60°E-20°N, en ambos casos los criterios cinemáticos indican movimiento dextro-normal, de lo que se deduce que el componente horizontal es muy importante.

Por último, se puede citar una deformación ligada a la falla extensional, pero con pocos elementos de análisis en esta Hoja por los reducidos afloramientos. Al Sur de la falla extensional, es decir en el alóctono, hay una franja de materiales silúricos y del Devónico inferior sobre los que se depositan en discordancia los materiales del Carbonífero inferior en facies Culm. La deformación principal asociada a la esquistosidad afecta por igual a los materiales carboníferos y a los infrayacentes, es decir la segunda fase es posterior a la discordancia. Sin embargo, así como las pizarras y grauvacas carboníferas tienen una deformación suave, sin apenas pliegues menores y con una foliación poco penetrativa, la franja del paleozoico superior prediscordancia está plegada intensamente. Los pliegues tienen geometrías anómalas e impropias de las de F₁, se deben interpretar como estructuras de interferencia de las dos fases. En este contexto se incluye el sinclinal devónico de Guadalmena, que aflora en el borde meridional de la Hoja, tiene una dirección N50°E, es simétrico de flancos paralelos y está tumado al NO. La esquistosidad es de plano axial y buza 40° al SE.

Estructuras Menores

Las estructuras menores asociadas a esta etapa son muy conspicuas y características de este tipo de deformación, son estructuras propias de una zona de cizalla en régimen dúctil. Su distribución es heterogénea dependiendo de su posición respecto al centro de la zona de cizalla, de la litología, de la posición previa respecto al elipsoide de esfuerzos y de la propia evolución de la cizalla. Hay tramos o peces tectónicos a todas las escalas sin estructurar porque

la máxima deformación se ha acumulado en sus bordes.

Las estructuras menores son: pliegues, foliación milonítica, lineaciones minerales, crenulaciones, tectofacies de cizalla, pliegues intramiloníticos, y estructuras extensionales.

Los pliegues menores se producen a todas las escalas. Con la misma forma los hay a escala decamétrica y en lámina delgada, aunque son muy poco frecuentes concentrándose en sectores de charnela o cuando la estructura planar previa (S_0 , dique de cuarzo) es perpendicular al sentido de máximo desplazamiento.

Son pliegues asimétricos en los que el flanco largo puede llegar ser un centenar de veces la longitud del corto. El ángulo entre flancos suele ser 90° y sólo hacia las zonas internas aparecen pliegues isoclinales tumbados. La morfología típica es un flanco largo buzando entre 45° y 15° al Norte, poniéndose más horizontal cuanto más al Sur, y el flanco corto subvertical, invirtiéndose cuanto más al Sur. Son pliegues más de tipo *chevron* que de *"buckling"*, y de hecho el mecanismo de plegamiento es de *"flexural-slip"* con acomodación de los niveles pelíticos en las charnelas. Los pliegues pueden tumbarse, es decir invertir el flanco corto, como en la orilla meridional del embalse de Guadalmena. Y en la zona metamórfica de la biotita al Sur de la presa se observan pliegues similares tumbados hacia el Sur de dirección $N70^\circ E$. Tienen en general una dirección entre $N70^\circ$ - $90^\circ E$ y los ejes son subhorizontales.

Una característica muy importante es que la foliación, que es la esquistosidad principal en la zona, no es de plano axial de estos pliegues, exceptuando ligeras convergencias en las charnelas, sino que es subparalela a los flancos largos, es decir de paralela a tener un ángulo de 15° . Esto da lugar a una deformación peculiar en los flancos cortos. La más frecuente es que la foliación corta ortogonalmente a la S_0 , generando una lineación de intersección horizontal y paralela a los ejes de los pliegues $N70^\circ$ - $90^\circ E$. En lámina delgada se observa que en la intersección de la foliación con la S_0 o alguna vena de cuarzo perpendicular, se crea un falso plegamiento que en realidad son *micromullions* desplazados por las superficies de máximo desplazamiento (lámina JM 74). A nivel afloramiento se produce un replegamiento, con pliegues menores que son conformes con los mayores; esto se puede observar en la carretera que va por la margen occidental del Guadalmena, aumentados aquí porque la litología se comporta como un *"multilayer"*.

La forma de los pliegues en toda la Zona de Cizalla indica una elipsoide de esfuerzos no coaxial con la deformación, y un modelo de cizalla simple heterogénea, en régimen dúctil, con desplazamiento del bloque de techo hacia el Sur, estos criterios cinemáticos se observan a todas las escalas y en toda la banda de cizalla.

La esquistosidad representada en cartografía como S_2 es una foliación milonítica que varía de ser una foliación de tipo SC espaciada en las zonas externas hasta una foliación paralela muy penetrativa que borra toda la fábrica preexistente transformando la roca en una milonita, en las zonas internas. A escala de afloramiento lo que se observa en toda la zona de cizalla es una fábrica planar, que es la esquistosidad principal; ésta se hace progresivamente más intensa hacia las partes internas, empieza con una pizarrosidad muy débil, que produce *"pencil"* en los tramos pizarrosos (zona del Cjo. El Campillo) y con todas las etapas intermedias llega a ser una fábrica plano-lineal muy penetrativa con recristalización evidente, que transpone y reorienta las discontinuidades previas. Hay que resaltar que la distribución es heterogénea, en las zonas internas hay bandas con poca deformación en zonas deformadas, y en las zonas

internas (Ctra. Los Mochuelos) los estratos cuarcíticos se conservan, incluso con estructuras sedimentarias; entre las pelitas que acumulan toda la deformación, en ellas las laminaciones están totalmente traspuestas. La esquistosidad que se ve en el campo son las superficies C de la foliación milonítica de las láminas delgadas.

A escala microscópica la foliación milonítica es muy característica y ha permitido trazar el frente de esquistosidad S_2 . Siempre es una foliación de tipo CS. Las superficies C, en las zonas externas se comportan geométricamente como una esquistosidad grosera (*rough cleavage*), que sólo afecta a los lechos micáceos, son superficies irregulares, onduladas anastomosadas y que son de fractura de los cristales previos, formándose unas láminas de esquistosidad, muy nítidas rellenas de minerales arcillosos, grafito, óxidos de Fe y minerales metálicos. Las superficies S están marcadas por la orientación de los cristales previos, que entre dos láminas C adoptan una morfología sigmoidal; los cristales de mica se reorientan en ángulos de 45° respecto a las C y los cristales de cuarzo se adaptan por procesos de disolución por presión. N e la medida que se incrementa la deformación las superficies C se hacen más penetrativas, afectan a los niveles arenosos, y el ángulo entre C y S se va haciendo menor, cuando aparece la blastésis los cristales de clorita se orientan según las S y los cuarzos llegan a ser cintas sigmoidales.

En las zonas de máxima deformación la foliación SC se paraleliza y pasa a ser un "*slaty cleavage*" penetrativo con los cuarzos acintados y algún cristal precinemático que siempre presenta halos de presión asimétricos sigmoidales y conformes con la cinemática de la cizalla. En estas zonas las características de las superficies C se mantienen, la roca pasa a ser una protomilonita en la que el tamaño de los cristales previos disminuye notablemente, la fábrica es planar y las láminas de esquistosidad de tipo C siguen siendo de fractura y disolución con acumulación de grafito y minerales metálicos.

Esta fábrica es plano-linear aunque en las zonas poco deformadas las lineaciones no están bien desarrolladas, las láminas se han confeccionado orientadas y paralelas a la lineación, por lo que se ha podido ver que los criterios cinemáticos de toda la zona de cizalla indican movimiento del bloque de techo hacia el Sur.

En el núcleo metamórfico, los cristales de la zona de la biotita se disponen según las superficies S. En la zona de la Andalucita la deformación es máxima, la roca es una protomilonita a milonita foliada con las superficies CS paralelas, los blastos de andalucita contrastan en tamaño fuertemente con la matriz, y son sincinemáticos con la cizalla. Aparecen en varios estadios precinemáticos con halos de presión asimétricos formando un sigmoide relleno de cuarzo; sincinemáticos con espectaculares cristales rotacionales; y otros tardicinemáticos que se superponen sobre la foliación milonítica; todos los ejemplos pueden aparecer en la misma lámina (muestras JM 4 y 5). En la zona intermedia con blastésis de cloritoide (Pizarras Chavera), las relaciones son las mismas pero el hábito acicular de los cristales produce una textura lepidoblástica en toda la roca con algunos cristales precinemáticos que dan unos halos de presión enormes a ambos lados del cristal, rellenos de cuarzo y mica blanca. Estas láminas dan muchos criterios cinemáticos y todos son conformes con una cizalla de deslizamiento hacia el Sur del bloque de techo.

En la descripción anterior ya se ha hecho referencia a que la estructura es plano-linear. Esta lineación se ha representado en cartografía: En las zonas externas es una lineación de rozamiento (estrias) y suele ser poco visible. En las internas las lineaciones son de dos tipos: uno marcado por el estiramiento de los cristales de cuarzo y el más frecuente marcado por la ali-

neación estadística de los cristales con hábito tabular (cloritoide y andalucitas). En las primeras hay una cierta dispersión, pero en las segundas la dirección es muy constante N-S en el plano de la foliación. Las láminas que se han cortado con esa orientación confirman que es la dirección de máximo desplazamiento.

Las crenulaciones aparecen sólo localmente y de diferente geometría, por su naturaleza se producen cuando hay una anisotropía previa muy marcada, como la F_1 no da lugar a una esquistosidad penetrativa, sólo se encuentran en donde la foliación milonítica es intensa. Por ello, hay que tomar con reservas incluirla como una estructura de esta etapa.

De manera más generalizada se encuentra en la zona central de la cizalla (Ctra Los Mochuelos), con frecuencia se superponen dos lineaciones, la N-S de la foliación milonítica y una lineación de crenulación en torno a $N90^\circ E$ subhorizontal y planos axiales. Se trata de un microplegamiento intenso cuyas crestas marcan la lineación. Esta crenulación va acompañada de un plegamiento de amplitud milimétrica a centimétrica con la misma dirección. En un punto de esta carretera se ha observado también pliegues de dirección N-S de plano axial subhorizontal.

Otro tipo de crenulación que se observa es la aparece en el río Dañador al N del Avellanar, se trata de una crenulación tipo "kink-bands" con planos de ruptura de dirección $N140^\circ E-40^\circ SO$, esta podría relacionarse con la F_3 , en este punto no se relaciona con pliegues mayores como se observa al N de El Campillo.

A escala del microscopio son más frecuentes las crenulaciones. En algunas se conservan relictos de S_1 y la foliación milonítica aparece como una crenulación. En otras se observa en la lámina la crenulación tipo "kink" (JM 60). Y con más frecuencia aparecen crenulaciones no penetrativas espaciadas y oblicuas a la foliación, sobretudo en las zonas con más deformación (JM 26, 27, 28, 67 Y 81), que son crenulaciones secundarias extensivas (ecc de PLATT, 1983) propias de fábricas CS intensas.

Aunque en sentido estricto no es una estructura hay un proceso tectónico muy ligado a las zonas con más deformación de la cizalla, se trata de la formación de vetas centimétricas de cuarzo blanco de exhudación de carácter sincinemático y que están deformadas por la misma cizalla. Se observan plegadas, charnelas disruptadas, sigmoidales y como grietas tensionales, a veces en relevo. Todos los criterios cinemáticos que proporcionan son conformes con una cizalla de vergencia S.

La tectofacies de cizalla es una roca de falla en régimen dúctil, tiene una matriz foliada pelítica que engloba "peces" tectónicos de otras litologías, como areniscas, cuarzos de exhudación, brechas e incluso clastos de la propia matriz, y presentan indicios de deformación dúctil como acintamientos, sigmoides y pliegues disruptados. Es el resultado de un proceso tectónico continuado en una fractura de cizalla con transposiciones progresivas de la propia fractura. Esta estructura se presenta en las fracturas longitudinales conformes con la Z.C.E. SE-PG, como la del Cerro de la Cruz, son bandas de espesores decamétricos y dirección y buzamiento subparalelos a la estructura general. En la zona central de la cizalla sólo aparece en los niveles con litologías previas finamente laminadas como algunos estratos de Bancos Mixtos y los calcoesquistos de la Caliza Urbana. Esto es una prueba de que las condiciones de presión y sobretudo temperatura en la zona central favorecen más los mecanismos dúctiles como estiramientos de la serie que las fracturas.

Los pliegues intramiloníticos muy evolucionados son poco frecuentes en esta zona de cizalla, siempre que no se considere los pliegues mayores y menores como tales. Aunque realmente son pliegues intramiloníticos cuyo grado de acortamiento no ha superado el límite del plegamiento concéntrico y por tanto no ha pasado a fases posteriores de aplastamiento y rotación del eje. Los pliegues clásicos como "*shear-folds*" sólo aparecen en las zonas de tectofacies de cizalla citadas anteriormente.

En realidad todas las estructuras de esta zona de cizalla son extensionales, aquí se incluyen sólo las estructuras a escala de afloramiento, propias de este tipo de deformación. Se ha observado una fracturación en "fichas de dominó" de un estrato N100°E/45°N, que se observa en la presa del Guadalmena, el sentido de la extensión es hacia el Sur, aunque está volcado hacia el N. Y la más frecuente, que se encuentra en toda la zona pero especialmente en la zona interna (Ctra. Los Mochuelos) es el "*boudinage*" de los estratos cuarcíticos, los huecos se rellenan de cuarzo blanco, y tienen una dirección general E-O.

En el Dañador, al SO de la Hoja, se observan cantos deformados, la foliación milonítica es N90°E/20°S y los cantos están elongados en la dirección N140°E/10°S.

En resumen, la segunda fase hercínica en esta Hoja viene definida por una banda de cizalla de dirección N90°-70°E, buzamiento al N y cinemática que indica siempre movimiento del bloque de techo hacia el S-SE. En esta Hoja sólo se observa el límite de techo y no se sabe dónde está el muro. El límite de techo al norte es gradual, empieza con replegamiento de los pliegues de la F₁. Al Sur, el límite está marcado por una falla normal buzando al S, que se ha interpretado como un despegue hacia el Sur, que produce una intensa deformación de cizalla y metamorfismo de alta T en el autóctono.

La banda de cizalla tiene una anchura mínima de 4 Km desde donde comienza la foliación milonítica y produce una deformación a todas las escalas que borra por completo la F₁. Se caracteriza por pliegues asimétricos vergentes al Sur, una foliación milonítica de tipo SC que llega a protomilonizar con una foliación planar muy penetrativa y estiramiento de las formaciones rocosas en las proximidades del accidente de despegue. Lleva asociado un metamorfismo de alta T en el bloque de muro paralelo al accidente de despegue, con una zonación metamórfica muy apretada que va de la clorita a la andalucita.

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*".

Esta deformación coincide con los despegues reconocidos en la zona de Salamanca y el Sistema Central, en donde, según los autores citados, esta fase obedece a un colapso extensional del orógeno hercínico subsecuente al engrosamiento cortical producido por la primera etapa de deformación hercínica (F₁).

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 pres.*) 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 aledañas 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 los de la primera, y que se pueden en toda la zona, 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.

También se puede atribuir a esta fase los giros norteados de la foliación milonítica como el que se produce en el sector del Colmenar del Corral Nuevo y en la margen oriental del embalse del Guadalmena y El Cerro Don Diego. Así como algunas fracturas de dirección N120°E-60°N dúctil con cuarzo y pliegues de arrastre como la que hay en Campillo Sacedillo. En el Dañador al SO de la Hoja, hay pliegues suaves N120°E subhorizontales.

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 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 la zona hay numerosos trabajos sobre la fracturación, propiciados por los estudios metalogenéticos 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 (ARANGUREN *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 esta Hoja 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.

Como ya se han descrito tienen direcciones comprendidas entre N70°-90°E y se dividen en dos grupos los cabalgamientos con vergencia S y las fallas antitéticas normales hacia el N. El hecho de que coexistan estructuras tan dispares como milonitas y fallas frágiles, es característico de las fallas extensionales donde la deformación dúctil se concentra en la zona central de la cizalla. Son fracturas que forman corredores uniéndose lateralmente y corridas de más de 50 km, como la del Dehesón de Quiles o la de Los Engarbos y otras de menor corrida como las del sinclinal del Alambre. Tienen estructuras menores asociadas a veces dúctiles. Se concentran en la Zona de Cizalla. Y llevan asociada una actividad hidrotermal de baja temperatura importante. En esta Hoja prácticamente todas las fracturas llevan rellenos de cuarzo, a veces con espesores decamétricos; y las mineralizaciones están todas en las partes internas de la Zona de Cizalla. Las mineralizaciones son del tipo BPG y encajan en fracturas de direcciones variadas, probablemente por concentraciones en rejuegos tardíos. Minas de La Antigua de dirección N80°E. Mina El Avellanar N40°-60°E. Y Los Engarbos N160°E.

Otro sistema muy notorio, aunque poco penetrativo, son las de dirección N120°E, aparecen en el sinclinal Peña del Águila, en el Cerro de la Espada y en la esquina SO de la Hoja. Llevan asociada una brecha de falla de orden métrico, con clastos de cuarzo englobados. Tienen corridas de hasta decenas de kilómetros y saltos de centenares de metros, con hundimiento del bloque septentrional y componente horizontal dextra. 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 sinistro y otro prin-

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 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 como la de Cerro Gordo.

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 reajuegos 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.

Por último, hay una fracturación de dirección N-S, que generalmente se relaciona con el sistema anterior como fracturas tensionales, pero en esta Hoja y áreas 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 reajuegos 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 paraconcordanza 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 a 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). Estos depósitos del Culm son discordantes sobre una serie de pliegues turbados que se interpretan como resultado de la interferencia de la primera y segunda etapa de deformación. Con los datos de esta Hoja y áreas aledañas se podría interpretar el Culm como sincinemático con los primeros movimientos de la cizalla extensional, cuyos últimos movimientos (el despegue extensional frágil) son posteriores, ya que se observa algo de foliación milonítica en estas rocas. Sobre este episodio está el dato de las 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, 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 hercínico, 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 Trías, 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 volcanismo básico del Campo de Calatrava. Ya sea con un modelo distensivo con efusión de rocas volcánicas (DOBLAS *et al.*, 1991), o un régimen compresivo débil con procesos flexurales como proponen VEGAS y RINCÓN, (1996), las etapas de deformación definidas al Norte afectan también a este sector. En cualquier caso las fracturas que afectan al Trías en esta Hoja son de dirección N-S, E-O y NE-SO, que coinciden con las que juegan en la etapa extensional del Mioceno superior del Campo de Calatrava (IGME, 1988).

La de dirección N-S se encuentra en la Casa del Yesar, no aflora el plano de falla pero por su traza debe ser vertical, normal y el labio oriental hundido. En razón al tramo de serie, que corta puede llegar a tener un salto de 180 m. Esta falla más al Sur lleva asociado un punto de agua termal, Baños de Nuestra Señora del Collado, que confirma sus rejuegos en época neotectónica.

La falla alpina de dirección NE-SO aflora al SE de Las Hazadillas, en otros puntos se observan mejor las fracturas de esta dirección, y tienen las mismas características de las E-O. De esta dirección es la que pone en contacto el Trías con el Silúrico al Sur de Almorchones; esta falla es un rejuego de otra hercínica como se observa en su prolongación occidental, y lleva asociada una brecha de falla de 1,5 m de espesor, heterométrica polimíctica y con una cementación carbonatada importante, que es la característica más notoria de las fallas alpinas en esta zona. Se observan planos de falla N110°E/80S con estrias de rozamiento N10°E/70°S lo que implica un ligero componente sinistro.

Por último, cabe citar que en la Z.C.E. SE-PG hay dos puntos de aguas termales, uno en esta Hoja Baños de Pipes y otro inmediatamente al Sur Baños de la Hazadilla, además del citado anteriormente, lo que indica que esta Zona de Cizalla ha permanecido activa hasta la época neotectónica.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

El territorio que representa la hoja de Venta de los Santos ocupa parte de las provincias de Ciudad Real y Jaén, por lo que administrativamente pertenece a las Comunidades Autónomas de Castilla-La Mancha y Andalucía.

Los materiales que aparecen en la hoja abarcan un gran registro geológico que va desde el Paleozoico al Cuaternario. Sobre estos materiales actúan los agentes externos bajo unas características climáticas determinadas, y el resultado es una serie de relieves cuya diferencia se debe a la litología y a la estructura. Al ser mayoritarios los terrenos paleozoicos, el relieve es bastante homogéneo a excepción de los sectores donde aparecen sedimentos mesozoicos y cuaternarios.

Se trata, de un relieve arrasado, en forma penillanura, pero que en la actualidad está fuertemente incidido por la red fluvial. Lo que se observa, entonces, es una serie de aplanamientos en las cotas más altas, que alternan con barrancos de cierta importancia. Esta alternancia produce una geografía accidentada de valles y divisorias que se suceden de forma ininterrumpida. El relieve se hace más suave en el entorno de Venta de los Santos y en algunas zonas del borde norte de la hoja, coincidiendo con la presencia de los sedimentos mesozoicos. Por otra parte, el valle del Guadalimar ofrece su propia morfología con una serie de niveles de terrazas escalonadas.

La altura media de la hoja es de 850 m., encontrándose las cotas más altas en el sector centro-septentrional de la hoja, en los cerros de Padilla (1.007 m), Heno (979 m) y Talancón (883 m). Las menores alturas se localizan en la esquina sureste en el valle del Guadalimar, donde el río profundiza por debajo de los 500 m.

La red de drenaje pertenece en su totalidad a la cuenca del Guadalquivir, siendo los ríos principales el Guadalmena que después de bordear la Sierra del Relumbrar, en la Hoja de Bienservida (nº 840) llega a esta hoja, donde se ha represado en el embalse que lleva su mismo nombre. Aguas abajo, desemboca en el Guadalimar que aparece en la esquina sureste de la hoja con una dirección ENE-OSO. A su vez, el río Guadalimar, confluye con el Guadalén en las proximidades de Linares. Otros ríos de importancia, dentro de la hoja, son el Montizón y el Dañador, este último también represado al nordeste de la localidad de Venta de los Santos. A excepción del Dañador, el resto de los ríos citados presenta cursos sinuosos y meandriformes con un alto grado de encajamiento.

La densidad de población es muy escasa pues el único núcleo urbano que existe es Venta de los Santos, situado en la franja más meridional de la hoja. De esta localidad parten tres carreteras locales, una hacia el norte que la comunica con las poblaciones de la Hoja de Torre de Juan Abad y dos, al sur, hacia Aldeahermosa y Chiclana de Segura. También aparece, en la esquina sureste la carretera comarcal 322 que discurre por la margen izquierda del río Guadalimar. El resto son caminos de tierra que aunque abundantes, son de difícil utilización, debido a la existencia de grandes fincas que en la mayoría de los casos, tienen cortado el acceso a los mismos.

Los recursos económicos de la zona son fundamentalmente agrícolas y, en menor medida, forestales y ganaderos. Destacan las grandes extensiones de olivar y los cultivos de regadío quedan reducidos a los fondos de los principales ríos. Existen también bosques en el sector

central de la hoja y en algunos puntos alrededor del embalse del Guadalmena.

5.2. ANTECEDENTES

La bibliografía relativa al Cuaternario o a la Geomorfología es escasa para el sector de la hoja en estudio, pero existen algunos trabajos muy generales sobre las grandes unidades del relieve o sobre aspectos concretos, que han sido motivo de interés para algunos autores.

Sobre el Macizo Hespérico no existen apenas trabajos recientes que dirijan su mirada a este, pero entre ellos hay que destacar los de DÍAZ DEL OLMO (1982), sobre la zona de Sierra Morena y DÍAZ DEL OLMO Y RODRIGUEZ VIDAL (1989, 1994) sobre la morfología y la morfoestructura del Macizo Hespérico Meridional.

Junto a estos estudios, la realización de las hojas geológicas, a escala 1:50.000, del Plan MAGNA., 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 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 el Macizo Ibérico meridional, en la Zona Centro Ibérica (JULIVERT *et al.*, 1974), en los afloramientos más orientales de Sierra Morena. Se trata de un área situada entre la Cobertera Tabular de Campo de Montiel, por el norte y la Unidad de escamas del Prebético externo, por el sur.

La Unidad morfoestructural de Sierra Morena se caracteriza por la gran extensión que abarca. Ocupa una parte importante de la Península Ibérica, recorriendo en la parte española las provincias de Huelva, Sevilla, Córdoba y Jaén. Los principales rasgos geomorfológicos, ya señalados por RODRÍGUEZ VIDAL Y DÍAZ DEL OLMO (1994), están altamente condicionados por su organización estructural, así la dirección general NO-SE proporciona una sucesión de morfologías escalonadas hacia el sur, la disposición de las grandes arteria fluviales que drenan la Sierra en sentido N-S o NNO-SSE, y por último, el contacto del Macizo Hespérico con la Cuenca del Guadalquivir, en sentido ENE-ONO.

En la Hoja de Venta de los Santos la dirección del drenaje principal es de NE-SO a ENE-OSO, según las principales directrices tectónicas, que aquí son también NE-SO, sin embargo existe una gran mayoría de cauces secundarios con direcciones NO-SE y N-S.

Esta zona oriental de Sierra Morena se caracteriza por la presencia de cuarcitas ordovícicas

que destacan en el relieve sobre las pizarras y los materiales menos competentes. Debido al arrasamiento generalizado que ha sufrido a lo largo de su evolución geomorfológica, no llegan a desarrollarse relieves apalachianos, aunque sí lo hacen algo más al norte. Aquí, lo que se da es una serie de aplanamientos desnivelados, en la mayoría de los casos por la tectónica y, en otros, por encajamiento de los niveles de base.

A pequeña escala, las estructuras más frecuentes de ver en los materiales paleozoicos son resaltes de capas duras y algunos escarpes. La diferente competencia de los materiales y su alternancia, permite el desarrollo de estas formas menores, tan frecuentes que su traza perfila las principales direcciones de plegamiento. Por otra parte, en los sedimentos triásicos dominan los escarpes, casi siempre inferiores a 50 m, los replanos estructurales, más o menos degradados, sobre areniscas y dolomías, y algunos cerros de morfología cónica.

Finalmente, un análisis del drenaje, muestra la importancia de la tectónica en la configuración de la red fluvial actual. La linealidad exagerada de algunos cauces, la insistencia de ciertas direcciones, los cambios, bruscos tanto en el perfil longitudinal como transversal de algunos ríos, los encajamientos profundos que dan lugar a escarpes descarnados, y otras muchas anomalías más, llevan a sospechar la posible existencia de movimientos tectónicos recientes. En este sentido hay que señalar la presencia de un frente activo (Prebético externo), algo más al este de la hoja, lo cual impone un valor añadido a la posibilidad neotectónica.

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 sitúan al pie de las vertientes y son originadas por la acción conjunta del agua y de la gravedad. En la Hoja de Venta de los Santos se han reconocido coluviones, canchales y caídas de bloques.

Los coluviones son poco abundantes y se encuentran relacionados, generalmente, con las laderas más accidentadas, por eso es frecuente encontrarlos en los valles de los principales ríos como el Guadalén y el Montizón. Por lo general tienen formas alargadas, en la dirección de los valles y no presentan gran anchura. La composición de sus depósitos, como ya se verá más adelante, es bastante homogénea puesto que el área madre es casi siempre la misma, los materiales paleozoicos.

Los canchales se han cartografiado en el sector norte del río Dañador y en algunas pequeñas cabeceras de arroyos. Por su morfología, en planta, son bastante parecidos a los coluviones, pero su textura es más caótica y tienen menos matriz.

En cuanto a las caídas de bloques, hay que decir que son poco frecuentes y que cuando aparecen, siempre es a favor de una fuerte pendiente, cuando la fracturación de las rocas y la distensión propia del borde del escarpe, pone a estos materiales en situación de inestabilidad. Si a ello se suma la presencia de agua en el sistema, los bloques fracturados caen a favor de la gravedad. Se han observado bloques caídos en el sector suroeste de la hoja, en las pro-

ximidades de la Casa del Yesar.

5.3.2.2. *Formas fluviales*

Son muy abundantes, sobre todo las de carácter erosivo. Entre las sedimentarias se han podido reconocer: fondos de valle, terrazas y conos de deyección.

Los fondos de valle son frecuentes y se hallan distribuidos por toda la superficie de la hoja, correspondiendo a los sedimentos más modernos dejados por la red fluvial. Aparecen con diferentes formas y tamaños, pero por lo general son estrechos y alargados con un trazado rectilíneo en los cauces menores, y, de sinuoso a meandriforme, en los principales (Guadalén, Dañador, Guadalimar y Guadalmena). En cuanto a la composición de sus depósitos, ésta dependerá de la roca madre de la que partan y de las rocas que vayan encontrándose en el camino, pero en la mayoría de los casos, abundarán las litologías propias del Paleozoico.

Las terrazas no alcanzan un gran desarrollo y sólo se encuentran en el valle del río Guadalimar, en la esquina sureste de la hoja. Su morfología es alargada, en bandas paralelas al cauce. El techo es plano y ofrecen escarpes bien conservados. Se han reconocido tres niveles a +3-5 m, +8-10 m y +15-18 m. Están formadas por gravas, cantos, arenas y limos de diversa litología y muestran algunas estructuras sedimentarias propias del medio fluvial.

Las últimas formas sedimentarias a considerar, dentro de la génesis fluvial, son los conos de deyección. Estos elementos aparecen en la desembocadura de algunos ríos cuando acceden a un valle de rango superior. Por lo general aparecen como formas aisladas y de pequeño tamaño, como las del río Guadalén, pero también se pueden encontrar solapándose unas con otras como sucede en la margen meridional del río Guadalinar, donde aparecen cubriendo uno de los niveles de terrazas. Presentan la típica forma de abanico y una clara convexidad, tanto en su perfil transversal como longitudinal. Están formados por una acumulación de cantos y gravas, con una matriz arcilloso-arenosa. La litología depende, en cada caso, de los materiales de la roca madre.

Por lo que respecta a las formas erosivas, la variedad también está presente. En primer lugar, hay que destacar una importante actividad incisiva de la red de drenaje. Es frecuente, en toda la hoja, observar barrancos profundos y descarnados que alternan con aristas o divisorias agudas. El conjunto da como resultado una geografía accidentada y de difícil acceso. Cuando el proceso de incisión se hace acusado, se originan una serie de cárcavas en los barrancos, a veces con una cicatriz erosiva en las cabeceras. Otra forma de erosión común es la que se produce en los tramos meandriformes de los principales ríos. Dada la pronunciada curvatura de muchos de los meandros, el agua, en su desplazamiento hacia la margen cóncava, erosiona la vertiente de forma brusca, dando lugar a escarpes de paredes verticales e inestables. Otro tipo de escarpes es el que se originan en el frente de las terrazas, por el encajamiento de los cauces, como se puede ver en los depósitos fluviales del río Guadalimar, en la esquina SE de la hoja.

5.3.2.3. *Formas poligénicas*

En la Hoja de Venta de los Santos están representadas por los glaciares y la Superficie de la Penillanura Poligénica, en la que se han diferenciado dos niveles.

Los glaciares, como ya es sabido, tienen una génesis mixta en la que participan más de un proceso. El agua, la gravedad, la arroyada, etc., contribuyen a la formación de estos elementos

que se reconocen tanto por su forma como por su depósito. Concretamente, en esta hoja, los glaciares de mayor tamaño se desarrollan en el borde suroeste, en la margen derecha del río Montizón, pero también se desarrollan más al norte, en el sector central de la hoja, al noreste de la localidad de Venta de los Santos. Los primeros alcanzan un cierto desarrollo y pueden llegar a medir casi 2 Km de largo. El perfil longitudinal de todos ellos es plano-convexo y se localizan en las laderas, descendiendo suavemente hasta casi alcanzar los valles.

La Penillanura Poligénica es una superficie de arrasamiento pre-miocena que constituye uno más de los aplanamientos que han afectado al zócalo hercínico. La actividad morfogenética que tuvo 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 Venta de los Santos se han diferenciado dos niveles: La Superficie de la Penillanura Poligénica I y la Superficie de la Penillanura Poligénica II. La primera es la que se encuentra a las cotas más altas, entre los 900 y 1.000 m. La segunda ocupa alturas más bajas, entre 700 y 800 m aproximadamente. Estas superficies están bastante degradadas 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. Todo ello, unido a la incisión de la red fluvial, da como resultado que dichos aplanamientos aparezcan muy disectados y escalonados a modo de peldaños morfológicos (RODRÍGUEZ VIDAL Y DÍAZ DEL OLMO, 1994).

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 una 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 todos aquellos materiales coherentes o no, pero que ha 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 Venta de los Santos se han reconocido como formaciones superficiales: coluviones, canchales, fondos de valle, conos de deyección, terrazas y glaciares. Como en el apartado anterior ya se han descrito algunas de las características de estos materiales, aquí quedarán reflejadas las características texturales, litológicas y la cronología.

Los coluviones están formados por bloques, cantos, gravas y arcillas. La litología de los clastos queda determinada, por los materiales existentes en la parte superior de la ladera, pero lo más frecuente es encontrar cuarcitas y pizarras, en bloques de diferentes tamaños y con una matriz arcillosa muy roja, producto de la alteración de dichos materiales. En cuanto a la potencia, no siempre observable, varía según los casos, pero puede establecerse de 1 a 4 m. Son frecuentes en las laderas del río Guadalén. Su edad es Holoceno.

Los canchales repiten las mismas características litológicas de los coluviones, pero la diferencia está en la textura. Se componen de grandes y pequeños bloques caídos sobre la ladera de forma caótica, con una matriz más bien escasa, al menos en superficie. Esto es importante señalarlo porque en algunos cortes observados se ve que la matriz existe, pero que probablemente por el proceso de lavado, ha sido desplazada de la parte más superficial del depósito. El tamaño máximo observado en el campo es próximo a 1 metro. Se les ha asignado una edad holocena.

Los fondos de valle, al alimentarse de los relieves paleozoicos, se caracterizan por contener como elementos gruesos: cuarcitas, areniscas, pizarras y, rara vez, calizas. La matriz es arenoso-limosa con algo de arcilla. 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 20 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.

Las terrazas ofrecen similares características que el aluvial del río Guadalimar. Los clastos son de naturaleza cuarcítica, en su mayoría, pues se alimentan de materiales paleozoicos, pero también incorporan elementos carbonatados que encuentran en su recorrido. 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 observada en corte es de 3-4 m, aunque no se descarta que en algunos puntos puedan llegar a alcanzar algo más. La edad que se le asigna es Pleistoceno-Holoceno.

Los conos de deyección 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 5-6 m. La edad de estos conos es Holoceno.

Los glacis, por su parte, tienen unas características muy similares a las de los conos de deyección y también, están formados a expensas de los relieves paleozoicos, por lo que sus clastos son de cuarcitas, 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, la potencia disminuye hacia las zonas distales, por ello el rango considerado es entre 2 y 6 m. Los cantos son subangulosos, muy poco evolucionados por la proximidad del área madre. 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.

5.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

La evolución geomorfológica de este sector de la península se integra en la evolución del Macizo Hespérico meridional y ésta hay que incluirla dentro de los acontecimientos sucedidos para la totalidad del zócalo ibérico. El problema es que actualmente han desaparecido la mayor parte de los registros 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 está suavemente basculado 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 desmantelamiento 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.

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.

5.6. MORFODINÁMICA ACTUAL Y/O SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

La Hoja de Venta de los Santos no ofrece procesos morfodinámicos actuales de gran envergadura, lo cual no quiere decir que no se produzcan pequeñas modificaciones en el relieve, producto de la tectónica y de la exposición de los materiales a los agentes externos.

La actividad fluvial es constante, aunque sus manifestaciones son pequeñas. Se puede señalar en algunos sectores huellas de la actividad incisiva del drenaje que da como resultado una densa red de barrancos y aristas que proporcionan una geografía bastante accidentada. En algunos puntos, el proceso de incisión se hace más agudo y llegan a formarse acarcavamientos.

También hay que destacar la erosión lateral en los meandros de algunos ríos, como en el Guadalén, donde el desgaste de las márgenes da lugar a su verticalización y a su inestabilidad.

Por lo que respecta a los procesos de ladera, lo más destacable son las caídas de bloques desde áreas elevadas, hacia zonas inferiores de las laderas. Esta actividad no es muy frecuente, produciéndose de forma aislada.

En general, todos estos procesos recientes son de baja intensidad y por ello 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.

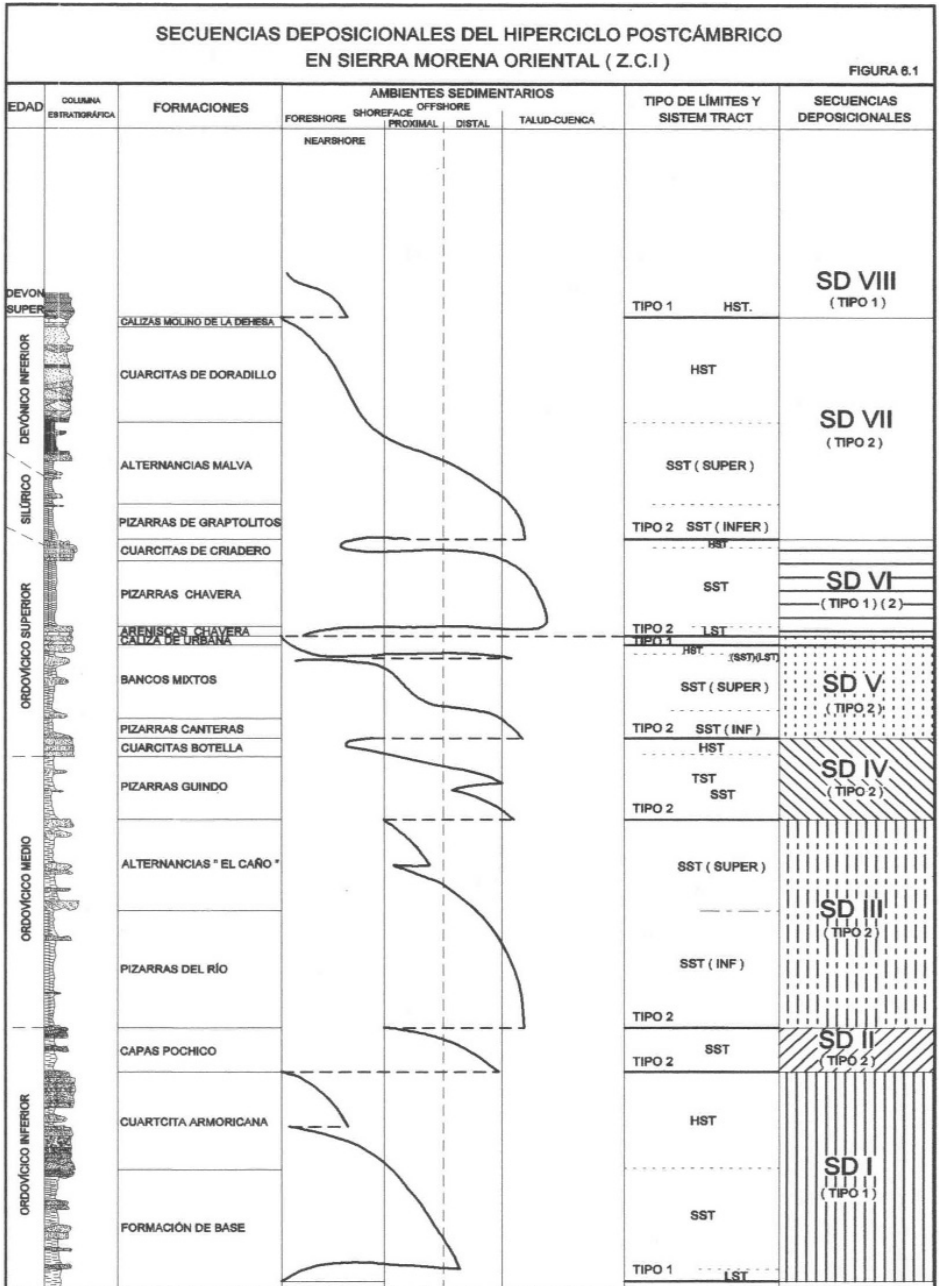
Aplicando criterios de estratigrafía genética, se han diferenciado en el hiperciclo postcámbrico una serie de Secuencias Depositionales (SD), MITCHUM (1977-1985), VAIL *et al.* (1977), VAIL (1987), POSAMENTIER *et al.* (1988) que de muro a techo son las que se determinan en la Figura 6.1.

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 sus ciclos de facies estrato y grano crecientes somerizantes y progradaionales.

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 Orogenia 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 estratocreciente, 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, GUTIÉRREZ 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 un margen continental pasivo. Este episodio sedimentario 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 postorogénicos, 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

te, 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.

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-Karniense, 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 Karniense (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.

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 esca-

sas 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, y cuyos mejores ejemplos se encuentran en el sector noroccidental de la Hoja, donde se cartografiará niveles de rocas volcanoclásticas dentro de las Pizarras del Río (Cortijo El Cerrajero) y coladas de rocas básicas-intermedias en la Caliza de Urbana (Cortijo La Alameda), 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 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 formaciones, cuyo contenido sinsedimentario en sulfuros, era ya muy alto.

En el sector suroriental, Mina Martín es el único indicio reseñable de explotación de minerales de hierro. 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) sinsedimentario, 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.

En la Mina Martín se explotó un cuerpo de morfología sigmoidal y espesor promedio de 50 a 70 cm, constituido por hematites, chamosita, turingita y magnetita. La magnetita aumentaba con la profundidad.

En ningún caso, en esta mineralización, ha permanecido observable la estructura oolítica de los hierros sinsedimentarios de las series devónicas.

La posición tectónica de esta mineralización, justo en la fractura extensional, entre los esquistos silúricos de alto metamorfismo al norte y las series devónicas no metamórficas al sur, puede presuponer una génesis mixta en que fluidos de alta temperatura disuelven los hierros oolíticos, que posteriormente depositan en los espacios creados por la tectónica extensión, cuya cinemática última conforma su morfología sigmoidal.

En el contexto regional, el ámbito de esta Hoja constituiría el límite oriental del distrito minero de Linares-La Carolina, con una importante tradición en la minería de filones hidrotermales de Plomo, Planta y Zinc (B.P.G.).

Actualmente, estas explotaciones mineras se encuentran todas cerradas, y además, las perspectivas a largo plazo no son nada halagüeñas.

Tal como se ha descrito en los capítulos 3 (Petrología) y 4 (Tectónica), en el ámbito de la banda meridional de esta Hoja, se produce una banda milonítica con metamorfismo y granitización asociados, que además tiene carácter extensional y es en la que se concentran la práctica totalidad de los indicios mineros filonianos entre los que cabe citar las minas e indicios que se resumen en la Tabla 1.

Tabla 1

Nº indicio en el mapa 864 Escala 1:50.000	Nº indicio metalogenético nº 71 E:1:200.000	Coordenadas U.T.M.		Término Municipal	Morfología	Mineralogía	Observaciones
		X	Y				
1	3	484.250	4.246.500	Montizón	Filoniana	Blenda-Pirita-Galena B.P.G.	El Avellanar
2	4	484.450	4.244.900	Montizón	Filoniana	B.P.G.	El Vaquerizo
3	9	486.400	4.244.750	Montizón	Filoniana	Barita	San Jacinto
4	10	485.450	4.243.600	Montizón	Filoniana	B.P.G.	
5	11	486.100	4.243.000	Montizón	Filoniana	B.P.G.	
6	5	489.350	4.246.950	Montizón	Filoniana	Hierro	
7	6	504.850	4.247.500	Chiclana del Segura	Filoniana	B.P.G.	Los Engarbos
8	7	507.450	4.247.000	Chiclana del Segura	Filoniana	B.P.G.	El Robrear
9	8	511.850	4.248.450	Puente Génave	Filoniana	B.P.G.	Los Charcones

En todos los casos son indicios de morfología filoniana, cuya mena principal la constituyen la galena, blenda, pirita y calcopirita (B.P.G.C.), salvo San Jacinto y El Hornillo, que fueron pequeñas labores dedicadas a la extracción de Barita.

La ganga es cuarzo y la roca encajante son, en general, pizarras y areniscas milonitizadas (Pizarras de Río, Pizarras Chavera, Pizarras del Silúrico), salvo en los Engarbos, donde el encajante son los carbonatos de la Caliza de Urbana.

De todos estos indicios, los únicos que han tenido una actividad productiva, han sido la Mina del Avellanar y en mucha menor cuantía, la de San Diego.

En El Avellanar, donde se realizó un pozo vertical con 250 m aproximadamente y unas instalaciones de machaqueo y preconcentrado, mantuvo una actividad extractiva durante al menos 12 años. El pozo está embocado en la formación Capas Pochico (Ordovícico Inferior) y el filón explotado es el que en cartografía marca el contacto mecánico de las Capas Pochico y los Esquistos de Río, con una extensión superficial visible de 5 Km, con espesores entre 1,5 y 5 m. No se tiene conocimiento de los planos de labores y se estima una producción global de 50.000 T. Por las labores de superficie parece encajar en fracturas N40°-60°E.

El resto de los indicios no han sido motivo de explotación industrial.

Con el nuevo esquema estructural propuesto en esta Hoja, no es fácil trasladar lo que sucede en esta Hoja a los distritos mineros más occidentales. Parece que los filones encajan en fracturas tardihercínicas pero dentro de la Z.C.E. SE-PG, lo que parece indicar removilizaciones sucesivas en fracturas tensionales con rellenos hidrotermales dentro de una banda milonítica. Los indicios reseñados son mineralizaciones del tipo Ba (Pb-Zn-Cu-Ag), 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^{2-}/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.

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.

Las de mayores dimensiones se sitúan en la carretera local, que desde la nacional 322 sube al embalse del Guadalmena.

Son dos canteras, de las cuales la situada en los Almorchones, es la de mayores dimensiones y en ambas se explotó la Cuarcita de Criadero, como material de mampostería de la cerrada de este embalse.

Una cantera de pequeñas dimensiones se encuentra en el Cerro del Yesar, en el límite suroccidental, en la que se han explotado las calizas y dolomías del Lías Inferior.

Finalmente, a lo largo del río Guadalimar, en el sector suroriental, a la altura del Cortijo de los Muñeones, hay explotaciones abandonadas de gravas en las terrazas y aluvial de este río.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

La superficie de esta Hoja se encuadra íntegramente en la Cuenca del Guadalquivir, de la que los ríos Guadalén, Dañador, Guadalmena y Guadalimar, que drenan esta área, son afluentes por su margen derecha.

Las características climáticas generales de la zona son las resultantes de una serie de factores constantes en el tiempo, entre los que destacan, como de mayor importancia, los siguientes:

- La zona está enmarcada entre los paralelos 37 y 40. Como la franja comprendida entre los paralelos 65 y 30 es la base de partida de las masas de aire polar y de aire subtropical marítimo, continental-sahariano, se tendrán en esta área las complejas características termodinámicas que dichas masas de aire aportan.
- La continentalidad que imprime carácter a la Cuenca Alta del Guadalquivir, en el sentido de la extremosidad de los elementos climáticos, con oscilaciones térmicas que pueden alcanzar los 50°.
- La latitud subtropical implica un número de horas de sol muy alto, lo que en conjunción con una orografía no muy acentuada, concluye con unos valores de evaporación altos o muy altos.
- La proximidad de África hace que la zona participe de las características termodinámicas del norte de este continente con una gran influencia del desierto sahariano.
- Un factor que desempeña a veces un carácter decisivo, en el régimen pluviométrico, es

la formación de gotas frías en el Sur de la Península, especialmente durante el período octubre-abril, dando lugar a tormentas de carácter general o local, dependiendo de la humedad relativa a la masa de aire superficial.

La red de estaciones del Instituto Nacional de Meteorología en esta Hoja, se limita a los incidentes con los embalses del Dañador y Guadalmena.

Como datos más significativos, pueden reseñarse que la Hoja se encuentra comprendida entre las isotermas de los 14 al norte y 16 al sur, con temperaturas medias de 15,8°C y una precipitación promedio de 580 mm/año, y una evapotranspiración potencial (E.T.P.) próxima a 750 mm.

Con estos parámetros y según la clasificación de Thornthwaite, el clima sería subhúmedo-seco.

Río	Término Municipal	Volumen Embalsado
Dañador	Chiclana de Segura	346 Hm ³
Guadalmena	Segura de la Sierra	4,1 Hm ³

Las características hidrogeológicas de la mayor parte de la superficie de esta Hoja, vienen determinadas por la litología de las distintas formaciones que constituyen el registro sedimentario paleozoico.

Salvo en el sector meridional, el resto de la Hoja está ocupada por monótonas alternancias siliciclásticas, en las que se suceden y alternan formaciones de pizarras negras con formaciones constituidas por alternancias de pizarras y cuarcitas con predominio de unas u otras. Sólo la Caliza de Urbana rompe esta monotonía litológica, pero su espesor métrico, como norma regional, se considera como despreciable desde el punto de vista de constituir una unidad hidrogeológica reseñable.

A nivel regional, se ha establecido un índice de permeabilidad de 10⁻⁵ a 10⁻⁶ m/día, para las formaciones con predominio de pizarras y de 10⁻⁴ a 10⁻³ m/día para las formaciones de alternancias o cuarcitas respectivamente.

Estos índices de permeabilidad van de muy baja a baja para la totalidad de los materiales paleozoicos, por lo que lógicamente todo el área se considera impermeable y no existen unidades hidrogeológicas definidas en esta área. Las más próximas serían la unidad 05.01 de la Sierra de Cazorla de la Cuenca del Guadalquivir, y las Unidades Hidrogeológicas 04, 05 y 06 de la Cuenca del Guadiana.

De esta forma, en el área paleozoica, sólo existen manantiales ligados a la fracturación, en general, de dirección N70° a N90°, especialmente cuando estas grandes fracturas cortan las formaciones cuarcíticas (Cuarcita de Botella y Criadero). Estas fuentes son de carácter estacional y de caudales inferiores a 0,5 l/s y sólo sirven para paliar la escasez de recursos hídricos, que con carácter regional afecta especialmente, tanto a los escasos cultivos como de manera fundamental a la ganadería (caza mayor y extensiva).

En la banda meridional, la presencia de series triásicas y cuaternarias proporciona unas mayores posibilidades hidrológicas, esencialmente ligadas al conglomerado de base del Triásico, ya que el resto de las formaciones triásicas se comportan como impermeables.

En el sector que se extiende a lo largo de la carretera comarcal de Montizón a Villamanrique, en el triásico basal, hay numerosos pozos artesanales que perforan las calizas y conglomerados de base (26 y 25), teniendo como base esquistos negros o cuarcitas del Ordovícico superior. Su uso es familiar, bien como aljibe de los cortijos para riego de las huertas y el abastecimiento de las pequeñas granjas existentes.

Finalmente, es de especial importancia reseñar las surgencias de aguas termales, al menos en dos puntos del sector meridional.

En la cercanía del Cortijo de la Cueva del Agua, se encuentran las ruinas del balneario denominado "Baños del Pipe", cerrado desde el año 1930. Los datos que aún se conocen indican que se trataba de aguas ferruginosas a una temperatura entre 29 y 30°C.

En el punto con coordenadas (501.912; 424.360), aún puede reconocerse una galería derrumbada que atraviesa las pizarras negras con andalucita del Silúrico, hasta llegar al contacto de las metacuarcitas gris oscuras del Devónico. En el contacto fuertemente mecanizado entre ambas litologías, es donde se realizaba la captación de estas aguas. No se tienen datos del caudal que aportaba esta galería.

Fuera del ámbito de la Hoja, pero en su proximidad, al suroeste de la Casa del Yesar (486.450; 424.335), existen surgencias de aguas termales ligadas a la fractura N10° a N30°este que separa las series paleozoicas y triásicas.

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

En el sector centromeridional de esta Hoja, a lo largo del camino rural que une las poblaciones de los Mochuelos y Camporredondo, ya en la Hoja nº 886 (Beas de Segura), afloran series cuyo grado metamórfico e intensa estructuración tectónica, les confiere características tectoestratigráficas muy definidas en el ámbito regional. Sólo el conocimiento detallado del registro sedimentario paleozoico en los sectores próximos ha permitido una atribución cronoestratigráfica de estos materiales de alto metamorfismo.

El itinerario que se propone como P.I.G. Nº 1 se localiza entre los kilómetros 8,500 y 5,500 del camino descrito, partiendo desde los Mochuelos en dirección a Camporredondo. En este itinerario se pasa de forma gradual desde unidades litológicas cuya tectonización y grado metamórfico aún permite identificarlas con las formaciones no metamórficas, de forma clara como es el caso de los "Bancos Mixtos", que se encuentran al inicio del itinerario para pasar de forma progresiva a materiales de alto grado metamórfico y foliación milonítica en los cuales la atribución cronoestratigráfica se realiza en razón de litología comparada y posición geométrica.

En el conjunto de este itinerario se identifican una serie de estructuras mayores y menores (pliegues, foliación milonítica, lineaciones minerales, crenulaciones, tectofacies de cizalla, pliegues intramiloníticos, fracturación de estratos en "fichas de dominó", boudinage de estratos cuarcíticos, etc.), que en resumen ha llevado a definir en el sector meridional de esta Hoja con prolongación a las colindantes de la Zona de Cizalla Santa Elena-Puente García, como un "*detachment*" extensional con desplazamiento del bloque de techo hacia el Sur, enmarcada en la etapa de colapso extensional posterior a la primera fase compresiva que afecta al Macizo Ibérico.

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.
- ARBEY, 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, paléogéographiques 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. Akad. 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 Llandeilién-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 (Jaén-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.; CEBRIÁ, 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 Trías 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 LANCHÁ, 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.
- POSAMIENTIER, 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.; HERNAIZ 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 Triás de Alcázar de San Juan (Región de la Mancha)". *Cuad. Geol. Ibérica*. V. 4, 495-508.



MINISTERIO
DE CIENCIA
E INNOVACIÓN

