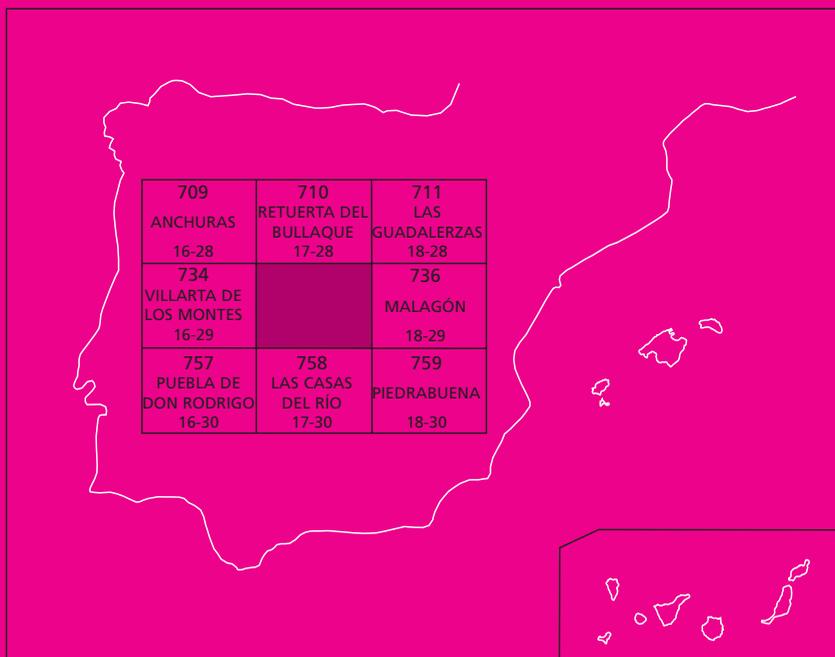




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



EL ROBLEDO

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

735 (17-29)

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

EL ROBLEDO

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

Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M. 1379-2008

ISBN: 978- 84-7840-733-0

NIPO: 657-08-007-4

Impresión: Trébol Propuesta Gráfica

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por el Instituto Geológico y Minero de España durante 1989 bajo normas y dirección del propio Instituto.

Han intervenido:

Cartografía Geológica

Francisco J. Rubio Pascual (IGME)
Fernando López Díaz (IGME)
Francisco Nozal Martín (IGME)
Victorio Monteserín López (IGME)
Angel Martín-Serrano García (IGME)
Marino Insúa Márquez (ADARO)

Cartografía Geomorfológica

Francisco Rubio Pascual (IGME)
Angel Martín-Serrano García (IGME)

Memoria:

Victorio Monteserín López (IGME)
Francisco Nozal Martín (IGME)
Fernando López Díaz (IGME)
Francisco J. Rubio Pascual (IGME)
Angel Martín-Serrano García (IGME)

Colaboradores

M^º José López, petrografía
Cristino José Dabrio González (U.C.M.) sedimentología paleozoico
Javier Solé Pont (MAYASA) sedimentología vendiense
Juan Santamaría Casanovas (MAYASA) sedimentología vendiense
Juan Picart Boira (MAYASA) sedimentología vendiense
José Hernández Urroz (MAYASA), recursos minerales
José María Zapardiel (IGME) supervisión

Dirección y Supervisión:

Victorio Monteserín López (IGME)
Angel Martín-Serrano García (IGME)

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes paleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Informes petrológicos.
- Análisis químicos.
- Fichas bibliográficas, álbum de fotografías y demás información.

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN	7
1. ESTRATIGRAFÍA	10
1.1. PRECÁMBRICO SUPERIOR-CÁMBRICO INFERIOR.....	10
1.1.1. Grupo Domo Extremeño (Alcudiense inferior).....	12
1.1.1.1. Facies organizadas de pizarras y grauwacas (1).....	12
1.1.2. Grupo Ibor.....	13
1.1.2.1. Lutitas y areniscas (2) Serie de la Dehesa.....	13
1.1.2.2. Sedimentología del Grupo Ibor en el Anticlinal de Navalpino.....	13
1.1.3. Grupo Valdelacasa.....	14
1.1.3.1. Brecha de Navalpino (3). Nivel de Fuentes.....	14
1.1.3.2. Limolitas y pizarras bandeadas (4) Pusa.....	14
1.1.3.3. Paraconglomerados, conglomerados y areniscas microconglomeráticas (5).....	16
1.1.3.4. Areniscas, cuarcitas y pizarras (6). Azorejo. Cámbrico inferior.....	17
1.1.4. Edad. El límite Precámbrico-Cámbrico. Correlaciones.....	19
1.2. ORDOVÍCICO.....	20
1.2.1. Problemática de las series del Ordovícico inferior en los Montes de Toledo. Cronoestratigrafía.....	21
1.2.2. Conglomerado basal y areniscas microconglomeráticas (7) Ordovícico inferior.....	22
1.2.3. Areniscas, cuarcitas y limolitas (8). Serie Púrpura. Capas Intermedias. Ordovícico inferior.....	23
1.2.4. Ortocuarcita. Cuarcita Armoricana (9) Arenig.....	25
1.2.5. Alternancia de cuarcitas y pizarras (10) Alternancias de Pochico. Arenig-Llanvirn.....	26
1.2.6. Pizarras con Neseuretus (11) Llanvirn-Llandeilo.....	28
1.2.7. Sills subvolcánicos (12) Llanvirn-Llandeilo.....	29
1.2.8. Areniscas y pizarras (13). Areniscas de Los Rasos. Llandeilo inferior.....	29
1.2.9. Pizarras, areniscas micáceas y cuarcitas (14). Llandeilo superior.....	30
1.2.10. Cuarcitas y areniscas pardas (15) Cuarcitas Botella o de Cantera. Llandeilo superior-Caradoc inferior.....	31
1.2.11. Pizarras y "Pelitas con fragmentos" (16). Pizarras intermedias o de Cantera más Pelitas con fragmentos. Caradoc inferior-Llandovery inferior....	32
1.3. SILÚRICO.....	34
1.3.1. Cuarcitas claras (17). Cuarcitas del Criadero. Silúrico inferior (Llandovery).....	34
1.3.2. Pizarras negras ampelíticas (18). Silúrico. Llandovery superior.....	34
1.4. TERCIARIO.....	35
1.4.1. Coraza ferruginosa (19). Terciario.....	35
1.4.2. Arenas, arcillas arenosas y gravas (20). Mioceno-Plioceno.....	36
1.4.3. Coluviones antiguos (21). Rañas: Abanicos aluviales (22, 23, 24). Plioceno a Pleistoceno.....	36

1.5. CUATERNARIO.....	38
1.5.1. Coluviones (25). Abanicos aluviales y glaciares de cobertera (26). Terraza alta (27). Terraza baja (28). Pleistoceno medio a superior.....	38
1.5.2. Pedrizas (29). Conos de deyección (30). Fondo de valle (31). Holoceno.....	39
2. TECTÓNICA.....	39
2.1. DEFORMACIONES PRE-HERCÍNICAS.....	39
2.2. DEFORMACIONES HERCÍNICAS.....	41
2.3. DEFORMACIONES TARDÍAS.....	44
2.4. CRONOLOGÍA DE LAS DEFORMACIONES.....	44
3. GEOMORFOLOGÍA.....	46
4. PETROLOGÍA.....	49
4.1. PETROLOGÍA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS.....	49
4.2. METAMORFISMO.....	50
5. HISTORIA GEOLÓGICA.....	50
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	55
6.1. MINERÍA.....	55
6.1.1. Fosfatos.....	55
6.2. CANTERAS.....	57
6.3. HIDROGEOLOGÍA.....	57
7. BIBLIOGRAFÍA.....	58

INTRODUCCIÓN

La Hoja de El Robledo nº735 del M.T.N. escala 1:50.000 se encuentra situada en la provincia de Ciudad Real. Está limitada por los paralelos 39°10'04,7'' y 39°20'04,7'' de latitud Norte, y por los meridianos 4°31'10,7'' y 4°11'10,7'' de longitud Oeste, referidos al meridiano de Greenwich. Comprende los términos municipales de Alcoba, Arroba de los Montes, El Robledo, Fontanarejo, Horcajo de los Montes, Navalpino, Piedrabuena, Porzuna y Retuerta de Bullaque, pertenecientes todos ellos a la provincia de Ciudad Real.

El clima es de características continentales, con inviernos fríos y veranos calurosos, con precipitaciones más abundantes en primavera y otoño.

Morfológicamente la Hoja tiene relieve montañoso en un 30% de su superficie (esquinas NE, NO y SO) con cotas entre los 850 y 1005 m (Sierra del Gallego); el resto está constituido por una amplia llanura entre los 600 y los 650 m que ocupa el centro-este de dicha Hoja y que está drenada por el río Bullaque y su afluente el Alcobilla.

Los recursos económicos están basados principalmente en el aprovechamiento forestal y cinegético de grandes fincas ubicadas en las estribaciones serranas en las que además existen algunas zonas con cultivos principalmente de cereales, así como una cabaña de cierta importancia.

Geológicamente la Hoja se encuadra en el Macizo Hespérico al Sur de la Zona Luso-Oriental-Alcudiana de LOTZE (1945) o también en centro-sur de la Zona Centroibérica de JULIVERT *et al.* (1972) modificada de la anterior, según la distribución paleogeográfica establecida por los citados autores para los materiales precámbrico-paleozoicos de la Península Ibérica.

En esta Hoja y en su entorno regional afloran sedimentos organizados (pelítico-grauváquicos) y desorganizados del Precámbrico superior sobre los que se hallan en posición discordante lutitas, areniscas, conglomerados y calizas del Vendense superior. Sobre este conjunto de materiales precámbricos están las formaciones del Cámbrico, Ordovícico, Silúrico y ocasionalmente Devónico, de naturaleza principalmente detrítica con frecuentes intercalaciones volcánicas. Las deformaciones hercínicas (principalmente) plegaron y fracturaron estos materiales sin desarrollar metamorfismo. Durante las fases póstumas se produjo la intrusión de granitoides y se desarrolló la fracturación tardihercínica.

En la región no existe registro sedimentario del Mesozoico y Paleógeno, cuyos afloramientos más próximos se sitúan en la Llanura Manchega central y oriental (Sector de Manzanares-Sierra de Altomira). Sobre el zócalo paleozoico-precámbrico yacen, de forma discontinua, corazas ferruginosas de edad incierta (Paleógeno superior-Mioceno inferior?), que fosilizan un paleorrelieve, y depósitos continentales de edad pliocena.

Durante el Mioceno superior, Plioceno y Pleistoceno tiene lugar una importante actividad volcánica con emisión de magmas de carácter ultrapotásico y alcalino-ultraalcalino que conforman el vulcanismo de los Campos de Calatrava. A finales del Plioceno y durante el Pleistoceno más inferior se producen extensos aplanamientos que construyen amplias superficies de erosión y erosión-depósito (Raña, Superficies de la Mancha, etc...) que preceden a la instalación de la red aluvial.

Los primeros reconocimientos geológicos de el área de estudio y regiones vecinas, y en orden cronológico corresponderían a PRADO (1855), que halla los primeros fósiles en los Cortijos de Malagón y que fueron clasificados por VERNEUIL y BARRANDE (1855) dentro de lo que llamaban "fauna primordial" correspondiente al Cámbrico.

EGOZQUE y MALLADA (1876) aporta los primeros conocimientos fundamentales sobre la estratigrafía y paleontología de el sinclinal de Guadarranque.

Posteriormente CORTAZAR (1878-1880), HERNÁNDEZ PACHECO (1912) y GÓMEZ DE LLARENA (1914-1916) atribuyen al Cámbrico los materiales calizos que aparecen en Urda, basándose especialmente a su similitud en los de Sierra Morena; sobre las calizas aparecerían grauvacas, y culminando la serie, las cuarcitas y pizarras del Ordovícico, con abundante fauna de trilobites.

Tras la síntesis de HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1935-1946) y de MELÉNDEZ (1943), RAMÍREZ y RAMÍREZ (1955) aporta valiosos datos sobre la litología del Límite Cámbrico-Ordovícico, mientras que LOTZE (1954, 1955, 1958, 1961) realiza extensos trabajos en la Península, junto con sus alumnos WEGGEN (1955) y MERTEN (1955) estudian y definen los rasgos generales estratigráficos y tectónicos del Paleozoico inferior y Precámbrico terminal, especialmente en los sectores oriental y meridional de los Montes de Toledo.

Las observaciones más notables por su novedad o interés fueron la mención de las discordancias anteordovícicas denominadas por él, Fase toledánica y Fase ibérica.

Posteriormente LLOPIS y SÁNCHEZ DE LA TORRE (1961, 1962, 1963, 1965) estudian el Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico inferior. SAN JOSÉ (1965) estudia las litologías cámbricas y ordovícicas de los alrededores de San Pablo de los Montes, y posteriormente (1970) establece la cartografía y síntesis geológica de la región comprendida entre Las Villuercas, los Montes de Toledo y la Serena Extremeña.

RANSWEILLER (1968) realiza un mapa geológico la Extremadura oriental que es posteriormente aprovechado para el 1:200.000 núm. 60 (Villanueva de la Serena) del ITGE (1971).

También en 1970, GIL CID estudia la fauna del Llandeilo del Arroyo Acebrón, que posteriormente (1971, 1972) completa y amplía con otros nuevos yacimientos.

En el mismo tiempo, CAPOTE, *et al.* (1971) describen la tectónica del Precámbrico y Paleozoico inferior del Este de Cáceres y GUTIÉRREZ ELORZA y VEGAS (1971) su estratigrafía a la que añade nuevos datos en 1971.

En 1972, PARGA y VEGAS, describen las series precámbricas del Macizo Hespérico y APARICIO YAGÜE y GIL CID señalan la existencia de fauna en el Cámbrico inferior.

BOUYX (1970) estudia el preordovícico de Alcuía (C. Real-Badajoz) y SAUPE (1971) el Ordovícico y Silúrico del Sinclinal de Almadén. TAMAIN (1972, 1975) realiza diversos trabajos sobre la estratigrafía y estructura del Paleozoico de Almadén y el Precámbrico del Valle de Alcuía. MARTIN ESCORZA (1974), en su tesis doctoral aporta nuevos datos sobre la estratigrafía del Terciario superior, evolución geomorfológica plio-cuaternaria y relación entre el vulcanismo postalpino y la sedimentación reciente en los Campos de Calatrava.

HERRANZ *et al.* (1977) describen las diferentes unidades del Precámbrico de los Montes de Toledo en un trabajo de índole regional.

MORENO (1977) realiza su tesis doctoral sobre la estratigrafía y estructura del Precámbrico y Paleozoico inferior de los Montes de Toledo occidentales. WALTER (1977) recopila diversos trabajos de licenciatura de geólogos alemanes de la escuela LOTZE, aportando interesantes datos sobre la estratigrafía y paleontología del Paleozoico de la región. ROIZ (1979) estudia la estructura y sedimentación hercínianas en la zona de Ciudad Real y Puertollano. VEGAS y ROIZ (1979) definen la macroestructura hercínica de un amplio sector que abarca las Villuercas, Guadalupe, Almadén y Ciudad Real. PÉREZ-GONZÁLEZ (1981) realiza un exhaustivo estudio del Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega. SAN JOSÉ (1983 y 1984) sintetiza las características estratigráficas del Precámbrico de los Montes de Toledo. ANCOCHEA (1983) estudia el vulcanismo postalpino de los Campos de Calatrava desde los puntos de vista petrológico, geoquímico y evolutivo.

Recientemente debe destacarse la realización de diversas Hojas MAGNA, así como la realización del "Proyecto Hespérico" (1984-1993) que supusieron un notable avance del conocimiento de la geología regional en la Zona centro-ibérica.

En las Villuercas y Montes de Toledo suroccidentales el Proyecto MAGNA fué realizado IBERGESA-ITGE (J.M. BARÓN, G. GIL SERRANO, J. GÓMEZ, M. INSUA, A. MARTÍN-SERRANO, V. MONTERERIN, F.NOZAL y E. PILES). Al sur en el área de Almadén por ITGE-MAYASA-CGS (J. FERNÁNDEZ CARRASCO, J. GARCÍA SANSEGUNDO, S. LORENZO, A. MARTÍNEZ RÍOS, J.M. MOLINA, E. ORTEGA, J. SÁNCHEZ VIZCAINO, J. VERGES y A. VIDAL FUNES). PORTERO *et al.* (1985a y b) realizan las Hojas MAGNA de Ciudad Real y Daimiel y por último F. LÓPEZ DÍAZ en su tesis doctoral (1992) da una visión actualizada de la estratigrafía y estructura de los precámbricos del Anticlinorio de Villarta/Navalpino.

1. ESTRATIGRAFÍA

El registro estratigráfico de la Hoja se inicia con una potente serie pizarroso-grauváquica (de escasa representación en ella pero extensa en la Hoja contigua de Villarta de Los Montes) atribuida al Proterozoico superior en la que (a escala regional) se intercalan tramos colapsados de considerable extensión denominados "facies desorganizadas".

Discordante sobre ella se encuentra una serie lutítico-areniscosa con algunos lentejones carbonatados atribuida al Vendense superior.

Discordantes a su vez sobre ambas están los sedimentos véndico-cámbricos que se inician con un conglomerado o megabrecha carbonatada basal y continúan con una potente acumulación de materiales lutítico-arenosos y limolíticos que en su parte media-alta presentan intercalaciones conglomeráticas con clastos fosfatados y que a techo culmina con una formación cuarcítico-areniscosa.

A partir de estos depósitos se presentan las primeras formaciones ordovícicas, discordantes sobre todo lo anterior, con un conglomerado basal no siempre presente y una serie en general alternante de areniscas, cuarcitas y pizarras en sucesión continua hasta el Silúrico en la Hoja que nos ocupa, si bien en zonas limítrofes afloran materiales hasta el Devónico superior. Es de destacar la presencia de rocas volcánicas en el Ordovícico medio.

Con posterioridad al Devónico superior (regionalmente) no existe registro de materiales modernos, siendo necesario remontarse a edades neógenas para volver a tener depósitos, que fosilizando un antiguo paleorrelieve, se extienden irregularmente por toda la región, ya sea sobre materiales paleozoicos o precámbricos.

1.1. PRECÁMBRICO SUPERIOR-CÁMBRICO INFERIOR

Las series "azoicas" no diferenciadas estratigráficamente y situadas siempre por debajo de la C. Armoricana, fueron denominadas en Portugal para la Zona Centroibérica como "Complejo Esquistograuváquico" (C.E.G.) por CARRINGTON DA COSTA (1950) y TEIXEIRA (1955). Este término permanece vigente aunque con utilización más restringida en función de los avances del conocimiento regional.

Para el conjunto de sedimentos precámbrico-cámbricos de la mitad sur-oriental de la Zona Centroibérica (Dominio de los pliegues verticales de DÍEZ BALDA *et al.* 1990), se han establecido recientemente, ÁLVAREZ NAVA *et al.* (1988), tres grupos litoestratigráficos separados entre sí por discordancias de distinto tipo; denominándose de más antiguo a más moderno: Grupo Domo Extremeño al que se atribuye una edad Proterozoico superior (s.l.); Grupo Ibor al que se le asigna una edad Vendense superior y Grupo Valdelacasa cuyo contenido paleontológico parece evidenciar un Vendense superior-Cámbrico inferior (Fig.1). Estas edades pueden ser discutidas y de hecho, actualmente se considera que la edad de todos los grupos (hasta el Cámbrico inferior datado con fósiles) es Vendense Superior VIDAL *et al.* (1994).

El Grupo Domo Extremeño es una potente serie (más de 2.000 m mínimo), con características turbidíticas (principalmente tipo 1 sensu, MUTTI, 1985), siempre de carácter monótono, está for-

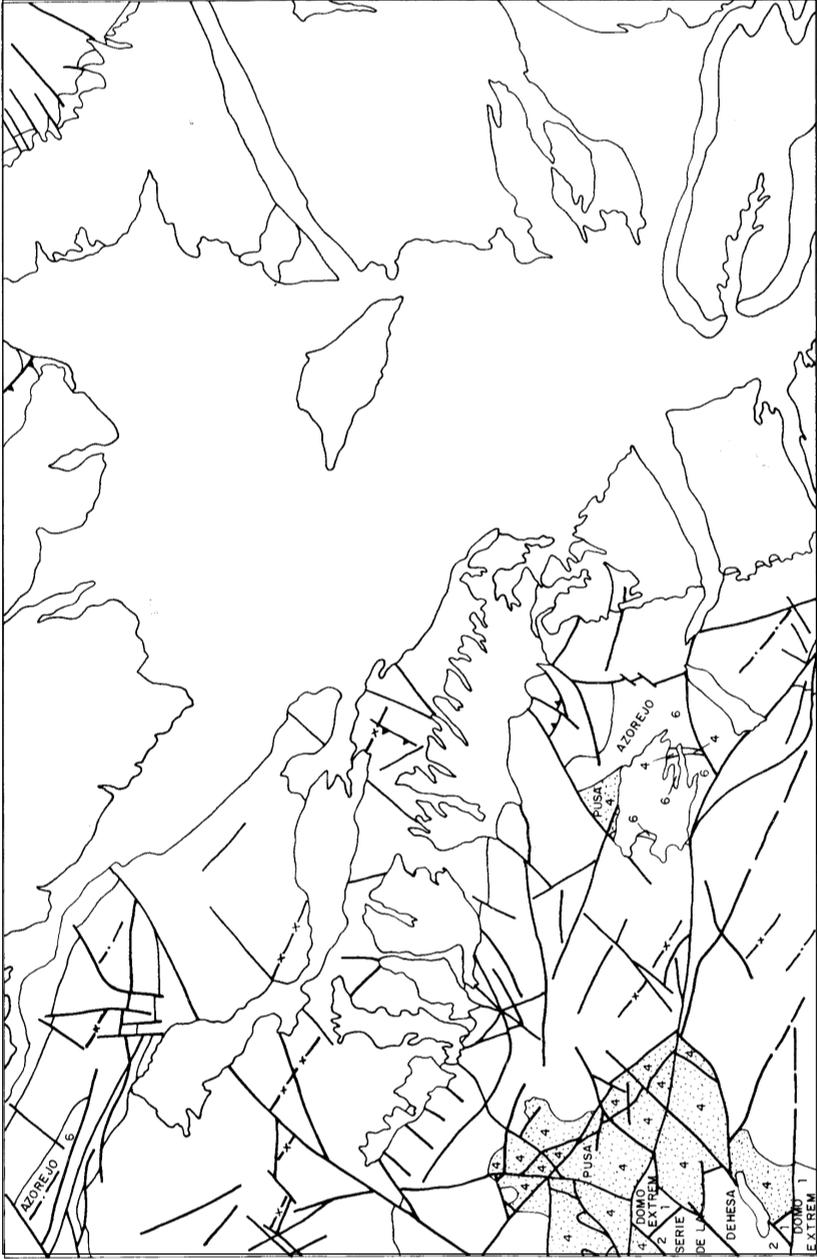


Fig.1. Series Precámbrico - Cámbricas.

- 6 Azorejo
- 4 Pusa
- 2 Serie de la Dehesa
- 1 Domo Extrem.

mada principalmente por grauvacas y pizarras dispuestas de forma rítmica o en potentes tramos, a veces desorganizados; muy ocasionalmente aparecen niveles de conglomerados.

El Grupo Ibor, cuya potencia a escala regional puede oscilar entre los 150 y 700 m, es litológicamente más variado; está formado por lutitas y limolitas con frecuentes intercalaciones de conglomerados, areniscas y algunas calizas que representan facies de dominio talud-plataforma detrítico-carbonatada.

El Grupo Valdelacasa es regionalmente muy potente (más de 4.000 m) aunque en el área que nos ocupa aflora escasamente limitándose a dos formaciones: una basal de limolitas y pizarras bandeadas con un nivel megabréchico a muro (Pusa) y sobre ellas en tránsito gradual las areniscas, cuarcitas y pizarras del Azorejo representando facies que en conjunto evolucionan desde condiciones de plataforma-talud a someras.

1.1.1. Grupo Domo Extremeño (Alcudiense inferior)

1.1.1.1. Facies organizadas de pizarras y grauvacas (1)

Pertencientes al Grupo Domo Extremeño, también conocido como Alcudiense inferior SAN JOSÉ (1984), están ampliamente representadas en el área de Villarta-Navalpio (Anticinal del mismo nombre) si bien en la Hoja que nos ocupa solo afloran dos pequeños retazos en la esquina SO. Para su descripción nos basamos en los cortes realizados en la Hoja de Villarta de Los Montes (734).

Los cortes estudiados muestran niveles arenosos (grauvacas) centi-decimétricos plano-paralelos (excepcionalmente capas amalgamadas métricas), alternando con niveles limolítico-pelíticos; en algunos cortes se reconocen secuencias estrato-crecientes. Las capas arenosas, de grano medio a fino, al microscopio presentan textura blastosamítica y están constituidas fundamentalmente por cuarzo, micas en paso a epimatriz, plagioclasas y feldespato potásico (5-20%) más o menos alterados y fragmentados de rocas correspondientes a liditas y filitas micáceas.

La matriz, microcristalina, sericítico-clorítica, parcialmente silicificada, aparece orientada por esquistosidad e impregnada por óxidos de hierro (lamelas oscuras), ocasionalmente aparecen granos dispersos de carbonatos; como minerales accesorios: opacos, turmalina, circón y apatito.

En estas capas arenosas no son frecuentes ni variadas las estructuras sedimentarias: escasas huellas de muro correspondientes a pequeños "flutes" (sentido NE), débiles "huellas de carga" y estructuras de "escape de agua" en las capas más groseras. Débil granoclasificación (poca variación granulométrica), en algunas capas laminación paralela a techo (poco potente) y rara vez el intervalo de ripples [Ta, Tab(c)]. En algunos cortes aparecen capas decimétricas de granulometría media a gruesa y laminación cruzada planar métrica, resultado de un transporte tractivo (B2 de MUTTI, 1985).

Los niveles limolítico-pelíticos, fuertemente esquistosados, suelen presentar una laminación paralela resaltada por la intercalación de niveles arenosos milimétricos a centimétricos con tendencia a formar ripples (T.B.T.), conocidas regionalmente como facies acintadas o "rubanee" de BOUYX (1970).

Al microscopio estos niveles no presentan variación mineralógica cualitativa respecto a las grauvacas, existiendo una gradación de tipos litológicos entre ambas; corresponden a lutitas limolítico-arenosas formadas por sericita y clorita (a veces biotita), de pequeño tamaño, dispuestas en lechos finamente foliados que pueden tener intercaladas bandas cuarcíticas microcristalinas o con fragmentos diseminados de cuarzo y plagioclasa de tamaño limo, generalmente alargados; en muchos casos esta "foliación" primaria está afectada por la esquistosidad, según la cual se reorientan o impregnan minerales ferruginosos.

Sedimentológicamente este conjunto grauváquico-pelítico alternante corresponde a una sedimentación turbidítica profunda s.l., se pueden asimilar a facies de lóbulo (turbiditas tipo 1 MUTTI, 1985); el sentido de las paleocorrientes medidas (escasas) es hacia el NE; las capas arenosas "tractivas" tipo B2 corresponderían a una zona de "by passing".

1.1.2. Grupo Ibor

Discordante sobre el Grupo Domo Extremeño se dispone el Grupo Ibor. Se trata de un conjunto limolítico-pelítico con intercalaciones muy constantes a nivel regional de areniscas cuarcíticas (a veces conglomeráticas), conglomerados, calizas y calcoesquistos; en las pelitas se han encontrado restos de algas macroscópicas clasificadas dentro del grupo Vendotaenidae.

1.1.2.1. Lutitas y areniscas (2) Serie de la Dehesa

Los materiales de esta serie se ubican en la esquina SO de la Hoja en un estrecho sinforme de dirección NO-SE, LÓPEZ DÍAZ (1993). Esta unidad se compone únicamente de alternancias limo-arcilla, sin que afloren niveles de areniscas nada más que ocasionalmente y en potencias centimétricas. Intercalados en la serie aparecen con frecuencia niveles decimétricos calcáreo-dolomíticos de tonos marrones y grano muy fino (mudstones). Apenas se observan estructuras de ningún tipo siendo el aspecto general de la roca masivo. El espesor es aquí difícil de apreciar debido al fuerte replegamiento, tanto Cadomiense como Hercínico, siendo 500 m una cifra acorde con la expresión cartográfica del sinforme.

Petrográficamente las pelitas y limolitas están constituidas por sericita y clorita más o menos cristalinas con cuarzo disperso tamaño limo y fino. Los minerales accesorios son turmalina y circón.

Es precisamente la presencia en esta serie de niveles calcáreo-dolomíticos el que se atribuyan estos materiales al Grupo Ibor ya que no hay referencia de la existencia de este tipo de rocas en el Grupo Domo Extremeño. Por otra parte, las alternancias limo-arcillosas con esporádicos niveles arenosos (grauvácicos) no parecen los típicos descritos hasta ahora en el Grupo Ibor (se parecen más bien a los del Domo Extremeño) lo que plantea en cualquier caso un problema estratigráfico-sedimentológico aún no del todo resuelto.

1.1.2.2. Sedimentología del Grupo Ibor en el Anticlinal de Navalpino

Los materiales del Grupo Ibor en el Anticlinal de Navalpino (s.l.) (Hojas de Villarta y El Robledo) se puede asociar a un plataforma mixta detrítico-carbonatada, con grandes domos estromatolíticos y facies de talud de proximal a distal. La distribución de facies en el anticlinal sugiere que la cuenca se abriría hacia el NE-E, CALVET y SALAS (1988)

1.1.3. Grupo Valdelacasa

1.1.3.1. Brecha de Navalpino (3). Nivel de Fuentes

Aparece en la esquina SO de la Hoja en posición discordante sobre los materiales anteriormente descritos (Domo Extremeño-Grupo Ibor). Es un nivel guía discontinuo pero de gran importancia regional ya que se puede seguir desde esta Hoja hasta la frontera portuguesa; cuando aflora define con claridad la base del Grupo Valdelacasa.

Litológicamente los cantos y bloques que lo componen son de características idénticas a los materiales de las formaciones infrayacentes. Así al O de Navalpino (Hoja 735) el predominio es de bloques carbonatados (mayores de 3 m de diámetro) con laminación algal, si bien en otros afloramientos como los de esta Hoja hay mayor abundancia de bloques y cantos de grauvacas y pelitas (escala centimétrica). La matriz no es muy abundante y este conjunto adquiere aquí una potencia máxima de 70 m. En áreas próximas, con mejor desarrollo, se subdivide en tres tramos que se diferencian entre si por la pérdida de tamaño y número de los bloques y por consiguiente en el aumento de la matriz (presencia de cantos aislados inmersos en una matriz pelítica).

Se ha interpretado este "olistostroma con calizas" como el resultado de la destrucción y deslizamiento de una gran masa de calizas (plataforma carbonatada) hacia zonas de mayor profundidad a partir de su emplazamiento original. Esta caída da lugar en zonas ya más profundas a una megabrecha, ya que durante el deslizamiento se erosionaron las series infrayacentes tomando numerosos fragmentos de las mismas e incorporándolos en su deslizamiento. La desestabilización de la plataforma puede haberse desencadenado a partir de un evento sísmico, y por tanto, sería una línea de correlación perfecta al ser totalmente isócrono.

1.1.3.2. Limolitas y pizarras bandeadas (4) Pusa

Esta formación, suprayacente a la Brecha de Navalpino, equivale a las denominadas "Pizarras del Pusa" así definidas por SAN JOSÉ *et al.* (1974). Fue interpretada en principio como una sucesión de origen turbidítico proximal en la parte basal, que pasa a distal hacia la parte media, HERRANZ *et al.* (1977).

Aflora en la esquina SO. Los afloramientos no son en general muy buenos pero se pueden realizar cortes parciales en los Arroyos del Puerto, Valdehornillos, La Graja, etc.

Desde el punto de vista sedimentológico la Fm. Limolitas y pizarras bandeadas pueden dividirse en seis subunidades de menor rango cuyos límites GABALDÓN *et al.* (1987) hacen coincidir con cambios relativos del nivel del mar. Cartográficamente esta formación se puede dividir en dos tramos, uno inferior (punteado en el mapa) de predominio limolítico con algunas capas de arena fina y que culmina con pizarras bandeadas y otro superior en el que la base está representada por niveles conglomeráticos y areniscosos (Isocrona II de MORENO, 1977) y el techo pasa gradualmente a las Areniscas del Azorejo (6) según se observa en el Domo del Alcornocal. La potencia de los dos tramos es de unos 3.500 m.

El tramo inferior (2.000 m) suprayacente a la Brecha de Navalpino o discordante sobre las Facies organizadas (1) es de predominio limolítico, con delgados niveles de arena fina (0'2-3 cm) de bases netas y laminación cruzada de "ripples". Los términos lutíticos son de tonos verde-grisáceos y tienen laminación paralela de decantación. Se pueden dar alternancias con proporciones variables en el contenido arena-arcilla (facies heterolíticas) y se reconocen facies del tipo "channel levee" de MUTTI (1985). Se observan "slumps" y "mud flows" que rellenan cicatrices erosivas. Los "slumps" están marcados por finos nivelillos color marrón que dibujan pliegues incoherentes. Hacia el techo de este tramo inferior aparecen las pizarras bandeadas, constituidas por pizarras verde oscuro o gris en fina alternancia (milimétrica) con nivelillos de color negro con abundante materia orgánica y pequeños cubos de pirita (1-2 mm). Estos nivelillos agrupados dan el característico "bandeado". Con frecuencia en el campo estas litologías aparecen alteradas, presentando una fina alternancia de láminas de color blanco o gris-ceniza con abundantes poros y moteado de óxidos de hierro, originados por la alteración de la pirita. El tramo bandeado puede tener entre 50 y 100 m de potencia.

El tramo superior (1.500 m) comienza con conglomerados y areniscas microconglomeráticas (5) que constituyen el relleno complejo de cañones submarinos (gullies) y cuyas características se describen en el apartado siguiente. Los materiales que vienen a continuación son limolitas semejantes a las ya mencionadas en el tramo inferior, es decir, pelitas masivas de color gris que pueden tener algunas intercalaciones centi-milimétricas de arena fina, facies heterolíticas y niveles de "mud flow" y "slumps". Hacia techo aparecen cada vez facies más arenosas en las que se hace evidente el tránsito hacia la formación suprayacente. Estas intercalaciones areniscosas muestran retrabajamiento por olas y capas de tormenta con estratificación cruzada "hummocky" representando una sedimentación progresivamente más detrítica y somera.

El estudio microscópico de las limolitas verde-grisáceas indica que se trata de pizarras sericíticas con una proporción variable (20-40%) de limo de cuarzo micro a criptocristalino, desigual contenido en opacos finos y óxidos de hierro. A veces es importante el contenido en sulfuros. Generalmente, presentan un microbandeado por acumulación de detríticos (cuarzo, biotita, moscovita, plagioclasas, etc.).

Existen niveles de limolitas microbandeadas con cuarzo, plagioclasas alteradas, óxidos de hierro y abundante matriz de sericita-clorita. Las areniscas son de grano fino con cuarzo anguloso dominante, plagioclasas en las que abundan la albita y escasa proporción de fragmentos de rocas, en una matriz silicificada de clorita cristalina. Entre los accesorios destacan: turmalina, circón, rutilo y trazas de carbonatos.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son la laminación paralela o un bandeado paralelo muy continuo bien marcado por finas alternancias (2-5 cm) de capas arenosas gradadas positivas con laminación paralela o de "ripples" muy tendidos (laminación lenticular y "linsen") intercalados entre pizarras limolíticas.

Si aumenta el tamaño de grano, la laminación se hace más ondulada y débilmente cruzada producto de la migración de "ripples".

Con respecto a la interpretación sedimentológica, las limolitas verde-grisáceas del tramo inferior se consideran sedimentadas en una plataforma distal fangosa con capas de tormenta de afinidad turbidítica, depositadas por debajo del nivel de base del oleaje en las tormentas. Los "slumps" y "mud flows" se interpretan como tránsito entre talud y plataforma distal dominada por la acción de las tormentas. Las pizarras microbandeadas se habrían depositado en una plataforma externa al resguardo de aportes terrígenos y donde únicamente llegarían aportes en suspensión con decantación de materia orgánica de forma rítmica en un ambiente reductor. Los conglomerados y areniscas microconglomeráticas con cantos de cuarzo y/o fosfatos que se describirían en el apartado siguiente se considera que constituyen el relleno complejo de cañones submarinos (gullies) situados en el margen de la plataforma, GABALDÓN *et al.* (1987), SANTA-MARÍA (1988), PICART (1988). El tramo superior se caracteriza por una progresiva somerización de la cuenca, apareciendo cada vez facies más arenosas hacia techo, correspondiendo a una plataforma interna somera.

Las paleocorrientes medidas dentro de esta formación son de componente NE. El análisis de las mismas indica que la cuenca se abría hacia el NE a lo largo de toda su evolución.

1.1.3.3. *Paraconglomerados, conglomerados y areniscas microconglomeráticas (5)*

Si bien los paraconglomerados tienen una distribución esporádica a lo largo del tramo inferior de la formación Limolitas y pizarras bandeadas (10), los conglomerados y areniscas microconglomeráticas definen el límite entre los tramos inferior y superior de la citada formación presentando notables cambios laterales de facies.

Los paraconglomerados están inmersos en una matriz pelítica de color verde similar a las lutitas predominantes en el tramo inferior. Son frecuentes las formas canalizadas y los cambios de espesor debidos a procesos de acreción lateral, aunque las capas conglomeráticas llegan a alcanzar los 50 m de espesor en algunos lugares. El número de niveles varía considerablemente a lo largo de la estructura.

Los conglomerados y areniscas microconglomeráticas tienen, como se ha mencionado, una ubicación muy definida dentro de la formación anteriormente descrita, constituyendo el relleno complejo de cañones submarinos situados en el margen de la plataforma, cortando a las facies del techo del tramo inferior y concretamente a las pizarras bandeadas.

Estos cuerpos conglomeráticos tienen una parte basal en la que el componente esencial es el cuarzo con una granulometría que oscila de conglomerática a arena gruesa-fina. Las capas presentan granoclasificación positiva, laminación paralela, "ripples" y estructuras de deformación por carga. En conjunto configuran un ciclo positivo en el que se incluyen numerosas secuencias de rango menor. Por encima hay unos 10 m de limos con intercalaciones arenosas (cm a mm) y sobre todos ellos (conglomerados y limos) y separados por una superficie erosiva aparecen microconglomerados masivos de fosfato que internamente presentan laminación cruzada de media escala. En la base de este cuerpo están la granulometría más grosera junto con una mayor abundancia de cantos blandos. Los clastos fosfatados tienen un diámetro que oscila entre 2 y 5 mm y morfología subsférica, CASTAÑO (1987) diferencia cuatro tipos de partículas fosfáticas: clas-

tos con inclusiones de micas, cuarzo y opacos; clastos homogéneos alargados; clastos con estructuras orgánicas y concreciones fosfáticas; estas últimas presentan núcleos y envueltas concéntricas con estructuras esferolíticas y coliformes de claro origen orgánico.

Sobre este primer nivel fosfatado, en tránsito gradual aparece un tramo pelítico con intercalaciones de capas arenosas (cm a mm) de grano fino con laminación paralela y "ripples". Todas estas facies pueden estar desorganizadas ("slumps") y también puede haber intercalados niveles de "debris-mud flow" con base erosiva y clastos de fosfato y/o cuarzo.

De acuerdo con PICART (1988) estos cuerpos canalizados se encajan en su sustrato (los de fosfato en los conglomerados de cuarzo y estos en las pizarras bandeadas) configurando en la vertical una secuencia estrato y granodecreciente en la que los cuerpos fosfatados tienen un desarrollo lateral de unos 1.500 m en dirección perpendicular al sentido de las paleocorrientes. A la vez que se rellenan las cicatrices se dan condiciones óptimas para formarse fosfatos "in situ" (series condensadas). La removilización de pelitas con nódulos fosfatados dispersos bien por tormentas o por inestabilidades gravitacionales concentra los clastos de fosfato en zonas canalizadas formando un nivel masivo basal en secuencia positiva, debido a la progresiva disminución del régimen de flujo. En resumen, estos cuerpos se interpretan como canales turbidíticos situados en una zona de talud o de ruptura de la plataforma.

Una descripción más amplia de estos depósitos se realiza en los trabajos de GABALDÓN *et al.*, (1987), SANTAMARÍA *et al.* (1987 a y b), PICART (1988) y GABALDÓN y HERNÁNDEZ-URROZ, (1989).

Las areniscas microconglomeráticas, al microscopio, están formadas por granos subanguloso a subredondeados de cuarzo (en su mayor parte policristalinos, feldespatos (20%) más o menos alterados (plagioclasas y granos de ortosa peritítica albitizada por presión), a veces granos compuestos cuarzo-feldespato, una proporción y variable de fragmentos de roca (pizarras sericíticas, areniscas sericíticas, liditas, cuarcita y turmalinas) en una matriz sericítica que incluye abundantes núcleos irregulares de epimatriz de clorita-sericita, con abundantes fragmentos ferruginosos (reliquias de feldespatos) y fragmentos de rocas en avanzado estadio de "matrización". La textura es generalmente de esqueleto denso con contactos de presión-solución, movilización de cuarzo en crecimientos secundarios y desarrollo local de "fleclos de presión". Como accesorios hay laminillas de micas, óxidos de Fe, circón, turmalina y rutilo. Tanto las areniscas de grano fino como las conglomeráticas se clasificarían por el contenido en matriz como grauvacas feldespáticas y/o líticas, pero en ambos casos procederían de arcosas líticas, debiéndose el carácter grauváquico a la transformación diagenética de mica feldespatos y fragmentos de rocas lábiles a epimatriz clorítica.

1.1.3.4. Areniscas, cuarcitas y pizarras (6). Azorejo. Cámbrico inferior

Esta formación es conocida regionalmente como Areniscas del Azorejo, SAN JOSÉ *et al.* (1974). Aflora en la esquina NO de la Hoja (por debajo de los materiales ordovícicos) y en el sur de la misma, en el Domo del Alcornocal, a techo de la Fm. limolitas y pizarras bandeadas (4); el límite superior de la Fm. Azorejo no llega a aflorar por efecto de la discordancia Sárdica.

El tránsito "Pusa-Azorejo" como ya se mencionó es gradual, tomando como criterio "de campo" para diferenciar las dos formaciones cuando empiezan a aparecer, intercaladas entre las limolitas, areniscas en capas decimétricas de forma ostensible; en foto aérea, el contacto por tanto, viene algo más bajo de donde ya se aprecian las capas cuarcíticas tan características. Morfológicamente se aprecia un ligero contraste en el relieve al ser una litología mucho más competente.

La Serie del Azorejo se describe como una serie detrítica con predominio de pizarras en la base, pasando a alternancias de grauvacas y areniscas en bancos gruesos, con pistas y con intercalaciones de cuarcitas hacia techo, culminando en una serie rítmica de areniscas y lutitas con "ripples" y bioturbación. Se interpreta por NOZAL, MARTÍN-SERRANO (1989) como depósitos poco profundos de llanuras de mareas de barro (mudflats) y arena y por GABALDÓN *et al.* (1989), como barras someras en las que se evidencia el oleaje y las tormentas.

Esta formación está normalmente constituida por tramos de 5 a 30 metros formados exclusivamente por areniscas o cuarcitas a veces en capas potentes de aspecto masivo (1 á 3 metros) alternando con otros constituidos por limolitas y areniscas.

Se ha calculado una potencia aproximada de unos 650 m. Toda la formación suele presentar icnofauna típica de facies arenosas someras. Las capas más potentes de areniscas, con aspecto masivo, suelen presentar el muro ligeramente ondulado y frecuentemente espectaculares estructuras de escape de agua dando pseudo-bolos o estructuras almohadilladas de gran tamaño.

El tamaño de grano de las areniscas es normalmente de medio a fino y son característicos los cubos de pirita de gran tamaño (hasta 2 cm de arista) en dichas capas.

Petrológicamente son metaarcosas formadas por cuarzo subanguloso feldespatos potásicos alterados, fragmentos de roca parcialmente transformados a filosilicatos, opacos, turmalina y circón. Las pizarras presentan frecuentemente un bandeado constituido por una alternancia de lechos en los que predomina el limo de cuarzo y otros fundamentalmente formados por sericita, clorita, limo de cuarzo, feldespatos potásicos, moscovita, biotita, opacos y turmalina.

Los niveles arenosos menos potentes presentan laminación cruzada de "ripples" que en el techo de las capas se presentan como "ripples" de cresta recta con espaciados de 5-10 cm apareciendo direcciones variables en los trenes de "ripples", incluso sobre una misma capa, originando interferencias e incluso superposición de "ripples" linguoides.

Las finas alternancias de areniscas y pelitas-limolitas presentan estratificación tipo "wavy-bedding". En algún caso puede aparecer estratificación cruzada "festoon" de megaripples (30-40 cm).

En el corte de Navas de Estena (Hoja nº 709 Anchuras), SAN JOSÉ (1983) cita la siguiente icnofauna: *Astropolithon* DAWSON y *Scolicia* DE QUATREFAGES. BRASIER *et al.* (1979) citan también la siguiente icnofauna indicativa del Cámbrico inferior en los 450 metros basales de la formación Azorejo: *Diplocraterion* sp., *Planolites* sp., *Astropolithon hispanicus* CRIMES, *Monomorpnichnus lineatus* CRIMES, *Diplichnites* sp., *Agrichnium* sp., *Dicymaulichnus* sp., *Pasminichnites* sp., *Plagiogmus* sp., y marca de tipo *Eophyton*.

1.1.4. Edad. El límite Precámbrico-Cámbrico. Correlaciones

Desde el punto de vista estratigráfico y sedimentológico los materiales situados por debajo del Cámbrico fosilífero "clásico" es decir por debajo de las Areniscas del Azorejo, Calizas de los Navalucillos, etc. fueron estudiadas por diversos autores, así LOTZE (1956) en el Anticlinorio de Valdelacasa-Sevilleja considera como Precámbrico las "Capas de Valdelacasa", serie monótona de pizarras y grauvacas; como "Terrenos de Transición" (al Cámbrico supuestamente concordante por encima) a un conjunto análogo al anterior aunque de menor potencia y con intercalaciones conglomeráticas, "Pizarras ásperas y duras y pizarras cuarcíticas" y por último Calizas del Cámbrico inferior. La disposición de estas unidades sería simétrica respecto a la traza axial del anticlinal aflorando los materiales más antiguos al SO y hacia el NE los más modernos.

HERRANZ *et al.* (1977) en el mismo anticlinorio describen la existencia de dos ciclos sedimentarios diferentes separados por la discordancia que marca el Nivel de Fuentes, MORENO (1974), indica que los materiales inferiores a este nivel, sin fauna representarían el Precámbrico terminal y los situados por encima (F. Limolitas del Pusa, Azorejo, Calizas de los Navalucillos etc.) el Cámbrico.

Para los materiales más bajos, aflorantes en nuestra zona de estudio, es decir los correspondientes al Grupo Domo Extremeño, las edades atribuidas en base al estudio de microfósiles de pared orgánica (Acritarcos) son Vendense medio?-superior, PALACIOS (1989). En terrenos equivalentes del Valle de Alcudia, MITROFANOV y TIMOTIEYEV (in SAN JOSÉ, 1990) indican una edad Vendense inferior-Rifeense. También en materiales equivalentes en el área de Coria (Cáceres) LIÑAN *et al.* (1987) dan una edad Proterozoico superior.

En lo que respecta a la edad del Grupo Ibor, ÁLVAREZ- NAVA *et al.* (1988) indican una edad Vendense superior dado su contenido en acritarcos, estromatolitos, icnofósiles y algas macroscópicas (*Vendotaenidae*) opinión que mantienen otros autores para estas y otras series equivalente en otras áreas de la Zona Centroibérica, SAN JOSÉ *et al.* (1990), PALACIOS (1989).

En el Grupo Valdelacasa se pueden realizar mayores precisiones. BRASIER *et al.* (1979) sitúan la primera icnofauna de *Planolites* (huellas de gusanos) en el mismo Nivel de Fuentes (base del Grupo Valdelacasa). A unos 250 m de la base aparecen formas discoidales carbonosas aisladas de unos 6 mm de diámetro de gran semejanza con *Beltanelloides sorichevae* (SOKOLOV) y otras formas discoidales de menor tamaño atribuidos a *Chuaría circularis* (WALCOTT). Unos 100 m por encima del nivel que contiene chuaria en mayor abundancia aparecen marcas de actividad de *tribolites* con *Monomorphichnus lineatus* (CRIMES) y otros icnotaxones considerados próximos a *Phycodes pedum* (SEILACHER) y *Dyplocraterion*.

CRIMES (1987) discute la importancia de las pistas fósiles para la datación del Proterozoico superior (Vendense) y del Cámbrico inferior (Tommotiense-Ovetiense) e indica que *Phycodes* aparece en el Cámbrico, así como que *Planolites* no tiene valor bioestratigráfico.

PERCONIG *et al.* (1983) en los niveles fosfatados de Fontanarejo (Formación de limolitas y pizarras bandeadas del Pusa) describen la existencia de espículas de esponjas que aunque algunos autores opinan que su aparición sucede a finales del Precámbrico, SEPKOSKI (1978) parece tajante en admitir la aparición de los poríferos al principio del Tommotiense inferior (Cámbrico).

Los acritarcos encontrados en niveles carbonatados de la Fm. Aldeatejada (equivalente junto con la F. Monterrubio a la F. limolitas y pizarras bandeadas del Pusa al SO de Arapiles (Hoja 478 Salamanca) y reconocidos en DÍEZ BALDA y FOURNIER VIÑAS, 1981) como *Michrystidium dissimilone* VOLKOVA (1969) y *Synsphaeridium* s.p. no incompatibles con un Cámbrico inferior, fueron revisadas recientemente, VIDAL *et al.* (in litt.) indicando que la primera de las especies citadas corresponde a *Heliosphaeridium* (1985) acorde con una edad Vendiese tardía. Para estos autores el límite Precámbrico (Vendiese-Cámbrico) se situaría en una zona indeterminada entre la parte basal de las Areniscas de Tamames (Azorejo) y la parte alta de la Formación Aldeatejada (Pusa).

La correlación entre las series anteordovícicas que afloran en los Montes de Toledo y en el área sur de Salamanca ya fueron sugeridas anteriormente por diversos autores: LOTZE (1961), MORENO (1975, 1977), CAPOTE *et al.* (1977), VEGAS *et al.* (1977), DÍEZ BALDA (1986), PALACIOS (1989) etc. En todos ellos hay perfecta equivalencia respecto a las series correspondientes al "Cámbrico inferior clásico" (datado) es decir a las Areniscas del Azorejo-Tamames, a las Calizas de los Navalucillos-Tamames, etc. ya que presentan las mismas litologías, facies y restos fósiles. Descendiendo en la serie la F. Limolitas y pizarras bandeadas (Pusa) es perfectamente correlacionable con la F. Monterrubio+ Aldeatejada (Salamanca), NOZAL y ROBLES (1988), manteniéndose las mismas características litológicas y de facies, es decir representan una sedimentación de plataforma (s.l.) con sucesivas pulsaciones. Idéntica correlación se puede establecer con la Serie Superior de RODRÍGUEZ ALONSO (1985) y también con la Serie superior de ROBLES CASAS y ÁLVAREZ-NAVA (1988). La Brecha de Navalpino (Nivel de Fuentes) puede ser correlacionada con el Nivel megabréchico basal detectado en el área de Fuenteguinaldo-Pastores (SO de Salamanca) en la base de la Serie Superior.

En el Grupo Ibor las Calizas de Villarta son correlacionables con la Fm. detrítico-carbonatada de Valdecañas MONTESERÍN y PÉREZ ROJAS (1987), NOZAL (1985) y con la Serie Detrítico-carbonatada de Abenójar ÁLVAREZ-NAVA *et al.* (1988).

En el Grupo Domo Extremeño las Facies organizadas-desorganizadas (1) son equivalentes a la F. Estomiza, PARDO y SANTA MARÍA (1992), OLIVE DAVO *et al.* (1989) y con la Serie inferior, RODRÍGUEZ ALONSO (1985), ROBLES CASAS y ÁLVAREZ-NAVA, 1988) y también con el Alcudense inferior BOUYX (1970), SAN JOSÉ *et al.* (1990), etc.

1.2. ORDOVÍCICO

El Ordovícico está irregularmente representado en la Hoja. Las series del Ordovícico inferior están bien representadas en lo que constituye la prolongación del Sinclinal de Helechosa-Navalonguilla (ambos flancos). El Ordovícico medio tiene malos afloramientos y además están en gran medida recubiertos de sedimentos postorogénicos y por último el Ordovícico superior aflora más o menos aceptablemente en el núcleo del Sinclinal anteriormente citado.

Los materiales ordovícicos se disponen mediante discordancia angular sobre los del Precámbrico-Cámbrico anteriormente descritos. Esta sucesión comienza con sedimentos cuarcítico-pizarrosos (8) y conglomerados hacia la base (7) de la Serie Intermedia o Púrpura, a las que siguen las ortocuarzitas del Arenig (9) culminadas por las alternancias areniscoso-pizarrosas del Pochico (10) de

edad Arenig-Llanvirn. A continuación aparece un potente conjunto de pizarras grises o negruzcas con *Neseuretus* (11) entre las que se intercalan materiales de origen volcánico (12) y que dan paso a alternancias de pizarras y cuarcitas (13). Sobre ellas las cuarcitas pardas de Botella o Cantera (15) abarcando este conjunto desde el Llanvirn hasta el Caradoc inferior. Sobre estas cuarcitas se sitúan las pizarras y "Pelitas con fragmentos" (16) culminando el Ordovícico con la parte basal de un tramo de cuarcitas claras (17).

No existen en la Hoja buenos cortes estratigráficos que permitan un estudio detallado de las unidades cartográficas debido sobre todo a las deficientes condiciones de observación de los afloramientos que suelen estar cubiertos por depósitos de ladera y monte bajo salvo en los cortes de carreteras, ríos y arroyos. A pesar de ello para su descripción nos basaremos en observaciones realizadas en afloramiento y cortes parciales, así como en los datos obtenidos en secciones sedimentológicas realizadas en las Hojas colindantes de Villarta de los Montes (734), Anchuras (709), Puebla de D. Rodrigo (757) y Casas del Río (758).

1.2.1. Problemática de las series del Ordovícico inferior en los Montes de Toledo. Cronoestratigrafía

Regionalmente el Ordovícico inferior se sitúa mediante discordancia angular sobre materiales del Cámbrico y Precámbrico. Está constituido por dos unidades claramente diferenciables, muy bien representadas en el corte del río Estena (Hoja 16-28: Anchuras) situado al norte de la zona estudiada.

La primera unidad situada en este conocido corte por encima de la discordancia corresponde a las denominadas "Capas intermedias" o "*Zwischenschichten*" de LOTZE (1956) ("serie purpúrea" o "serie coloreada" que entre 30 y 50 m de su muro proporcionaron a MORENO *et al.* (1976) *Cruziana furcifera* D'ORBIGNY, *Rusophycus* sp. y *Diplichnites* sp. El primer icnofósil citado prosigue su representación en niveles más modernos de la unidad de forma esporádica, acompañado también por *C. goldfussi* (ROUAULT) y abundantes *Skolithos* sp. Siguiendo a los mismos autores, la Cuarcita Armoricana suprayacente contiene una asociación de icnofósiles muy característica, que suma *C. rugosa* D'ORBIGNY a los ya mencionados *C. goldfussi* y *C. furcifera* representados en la unidad anterior. Por otra parte, es conocida la presencia de trilobites: *Asaphina*, en las facies más puramente cuarcíticas de la Formación Cuarcita Armoricana del corte del río Estena.

Respecto a la datación de ambas unidades, MORENO *et al.*, (1976) refieren la primera al Tremadoc y la segunda al Arenig, situando "tentativamente" el límite entre las dos series prácticamente en la base de la Cuarcita Armoricana, bajo aquellos niveles donde coexisten las tres icnoespecies de "Cruziana" del "Grupo Rugosa". En nuestra opinión, esta coexistencia es típica de la Cuarcita Armoricana y tramos correlacionables con la misma de otras unidades arenosas del Ordovícico inferior del N y NO peninsular, pero carece de connotaciones cronoestratigráficas propias, que en este caso se presuponian indicativas del Arenig. En el momento actual nadie duda que el depósito de la Cuarcita Armoricana s.str. haya tenido lugar durante esta época, como atestiguan los diversos hallazgos de quitinozoos y acritarcos efectuados en áreas alejadas geográficamente. La inexistencia de *C. rugosa* en las "Capas intermedias" puede, por otra parte, deberse a diversos factores (extrema rareza, ambientes inadecuados para su producción o con-

servación, etc.), pero su mera ausencia no tiene por que conducir a sospechar la asignación de estos materiales al Tremadoc. Según este tipo de planteamiento, la Cuarcita Armoricana probablemente no sería Arenig porque en este afloramiento no contiene *C. imbricata*, una icnoespecie restringida de dicha época; y a la inversa, los materiales datados como Tremadoc en la Cordillera Ibérica resultarían "probablemente" Arenig en aquellos tramos que proporcionan exclusivamente Cruziana del grupo rugosa, cuyo registro comienza allí en al época mencionada.

La presente discusión ejemplifica como un límite cronoestratigráfico establecido tentativamente con argumentos paleontológicos en un corte relevante, pasa en sucesivos trabajos a ser considerado irrefutable, una deducción extraída del gran número de trabajos que consideran como Tremadoc los materiales ordovícicos discordantes sucedidos por la Cuarcita Armoricana. Hasta la fecha, todos los argumentos paleontológicos esgrimidos en este sentido carecen de fundamento. El desarrollo sedimentario de ambas unidades unido a su comparación con los grandes ciclos transgresivos-regresivos registrados a escala global indica con mayor probabilidad una edad post-Tremadoc (Hunneberg?-Arenig) para todo el conjunto.

Por último, los "Estratos Pochico" que sirven de tránsito entre la Cuarcita Armoricana y las Capas de Tristani, no nos han proporcionado en el área de la Hoja más que restos de icnofósiles indeterminables. No obstante, en el corte del río Estena el tramo inferior de la unidad contiene extensos hiporelieves de *C. goldfussi* (ROUAULT) y *C. furcifera* D'ORBIGNY, mientras que niveles superiores hemos detectado una lumaquela ferruginosa de espesor centimétrico con braquiópodos inarticulados de aspecto arenigiense (*Lingulerpis* sp.), así como raros trilobites, *Ogyginus armoricanus* (TROMELIN y LEBESCONTE). La existencia de estos fósiles hace pensar que buena parte de la unidad corresponde todavía al Arenig localizándose su límite con el Llanvirn en los niveles próximos al techo. Esta última consideración proviene del hallazgo de bivalvos del Llanvirn inferior en dicha posición estratigráfica dentro de la Hoja 18-28 (Las Guadalerzas). De todos modos, la posición exacta de dicho límite no puede ser fijada hasta ahora en ningún corte, y es posible que incluso pueda fluctuar bastante dentro de la parte más alta de la unidad, llegando a situarse eventualmente en el techo de la misma.

1.2.2. Conglomerado basal y areniscas microconglomeráticas (7) Ordovícico inferior

Constituyen un nivel discontinuo, con una potencia que puede oscilar de los 0 a los 50 m y que en ocasiones desaparece por efecto tectónico. Aflora en las esquinas NO y SO de la Hoja. Un buen corte de este nivel se ha levantado en el Arroyo del Castillejo donde tiene una potencia de 27 m.

El tercio basal es conglomerático. En los tres primeros metros se reconocen secuencias granocrecientes que acaban en gravas gruesas, con cantos de 2 a 5 cm de diámetro de cuarzo, cuarcitas y areniscas bien redondeadas y escasa matriz. Están separadas por capas decimétricas de arcillas verdes. El resto constituye un gran paquete de microconglomerados de granos de cuarzo y feldespato de 3 a 5 mm de diámetro cuya estructura interna, observada con dificultad, parecía laminación paralela grosera.

La parte central de la sucesión es arcillosa, lutitas de color verde, con intercalaciones centimétricas y decimétricas de arenisca (facies heterolíticas). No se identificaron estructuras sedimentarias primarias.

El tramo superior consiste en bancos, de espesor métrico y base irregular de conglomerados de cuarzo y feldespato de 2 a 4 mm de diámetro con clastos angulosos deformados de pizarras verdes de hasta 10 cm de diámetro similar a las que constituyen el resto de la sucesión. La tendencia es generalmente granodecreciente salvo excepciones. Hacia el techo hay capas con morfologías atribuibles a "megaripples" quizás de oleaje. También se encuentran intercalaciones areniscosa centimétricas a decimétricas con morfología lenticular atribuibles a "ripples".

Al microscopio los microconglomerados y las areniscas gruesas están formados por granos predominantemente subredondeados de cuarzo (frecuentemente policristalino) y una proporción variable de fragmentos de cuarcitas y sílex con epimatriz sericítica escasa. Las texturas son cuarcíticas (granoblásticas) con gran desarrollo de los contactos de presión-solución. Los accesorios presente son la turmalina, el circón y en ocasiones la clorita.

La interpretación sedimentológica indica lo siguiente: El tamaño de grano grueso de la parte inferior puede asociarse a rellenos de canales de grava o al retrabajado de gravas arrastradas por canales hasta zonas ¿marinas? someras. El color verde de las capas arcillosas (pelitas) parece indicar un claro origen subacuático mediante decantación en los períodos de aguas tranquilas.

La parte superior sugiere una alternancia con épocas de depósito tranquilo, en las que decantaron las arcillas verdes y se movían en el fondo "ripples" deficitarios en arena "starved ripples" y épocas de intensa erosión que arrancaba y retrabajaba parte del material fino depositado previamente (sustrato) acumulándolo en forma de cantos blandos de tamaño decimétrico. Estas intensas erosiones están asociadas con rellenos conglomeráticos o microconglomeráticos lo cual parece indicar períodos del alta energía que arrastran sedimentos de grano grueso.

El contexto general de la sucesión sugiere un comportamiento transgresivo. No es fácil, sin embargo, precisar la génesis de esta sucesión, pero la presencia de dos poblaciones de tamaños de grano, los procesos sedimentarios contrastados que se deducen, el color verdoso de las arcillas y su asociación a capas de arena con morfología lenticular, sugieren un depósito en un ambiente deltaico con aporte de grano grueso. No se puede precisar, con los datos disponibles, si se trata de un "fan-delta" o de lo que McPHERSON *et al.* (1988) denominaron un "braid delta".

1.2.3. Areniscas, cuarcitas y limolitas (8). Serie Púrpura. Capas Intermedias. Ordovícico inferior

En conjunto se trata de una potente sucesión cuyo espesor es variable entre los 500 y 700 m debido a que su depósito se realizó sobre un paleorrelieve generado por los movimientos sárdicos, que son los responsables de la discordancia angular existente entre estos materiales y los de las series infrayacentes del Precámbrico y Cámbrico.

Esta unidad cartográfica está formada por cuarcitas y areniscas decimétricas, amalgamadas en bancos métricos o alternantes con niveles de limolitas y pizarras. El conjunto presenta tonos rojovioláceos o pardo-amarillentos siendo característico la abundante bioturbación a base de skolitos y Daldus que llega a borrar la estratificación en algunos casos.

Se han levantado dos columnas en las zonas de mejor afloramiento. la primera (70 m basales) en la Hoja de Villarta de los Montes (734) en la Carretera de Villarta a Bohonal (al O del Arroyo Perdiguero) y la segunda (400 m) en el corte del Guadiana, al N de la Hoja de Puebla de D. Rodrigo (757) inmediatamente al N del paraje conocido como las Hoces del Guadiana.

En lo que respecta a la serie levantada en la Carretera Villarta-Bohonal se observa una alternancia de areniscas y pizarras con ligero predominio de las primeras que se disponen en discordancia sobre pelitas plegadas de la Formación Calizas de Villarta (Grupo Ibor). El contacto aparece algo despegado o ligeramente tectonizado y no se aprecia bien en detalle.

Las facies más representativas de esta sucesión son las heterolíticas en las que suele ser dominante el componente arenoso sobre el lutítico. Las capas de arenisca (potencia métrica-decimétrica) presentan abundantes evidencias de procesos ligados a la acción del oleaje como "ripples" de oscilación simétricos, asimétricos y de interferencia, superficies de "ripples" que definen morfologías onduladas, frecuencia de bancos plano-convexos que se acuñan lateralmente en pocos metros como superficies onduladas o en forma de laminación lenticular, adaptación de capas finas de arcilla a las mesoformas onduladas ("mud drapes") y por último estratificación cruzada en tendencias de energía decreciente hacia techo: laminación paralela ➔ estratificación hummocky ➔ laminación cruzada de "ripples" de oscilación.

Entre estas capas se intercalan espesores variables (subordinados) de lutitas grises (potencia decimétrica) que representan sedimentación por asentamiento de materiales finos en suspensión.

Las cuarcitas al microscopio están formadas por granos heterométricos de cuarzo subanguloso de 0'1 a 0'25 mm de tamaño medio con los granos interpenetrados por presión-solución y cuarzo en crecimientos secundarios. Hay una escasa o nula matriz sericítica y ocasionalmente cemento ferruginoso (color púrpura de la serie). Las areniscas son más finas y homométricas estando los granos rodados por una matriz sericítica parcialmente orientadas y siendo relativamente frecuentes las moscovitas detríticas. Las pizarras están formadas por sericita, clorita y limo de cuarzo que a veces se presentan en lechos alternantes con materiales más finos.

La interpretación sugiere una zona de plataforma marina no muy profunda afectada por el oleaje durante las tempestades y que quedan en régimen de aguas más tranquilas durante el buen tiempo que es cuando tiene lugar a la decantación de los finos en suspensión. Durante los periodos en que dominan las facies arenosas se puede hablar de "megaripples" que migran activamente y que vistos a mayor escala debían formar complejos de barras o bajíos arenosos de plataforma. Las facies tienden asociarse con un carácter estrato y granodcreciente, en algunos intervalos, lo que indica una repetida tendencia somerizante que se interrumpe bruscamente y que está separada de la siguiente por una superficie que puede considerar como de profundización marina.

A gran escala hay dos episodios arenosos más potentes de los cuales al menos el superior (30 m de espesor) constituye el techo de una parasecuencia estrato y granodcreciente en el sentido de Van Wagoner *et al.* (1988) de espesor relativamente uniforme y separados por superficies de profundización marina (transgresión).

Este set de parasecuencias (el resto de la serie puede tener carácter parecido) refleja el crecimiento vertical (vertical aggradation) de la plataforma continental (puesto que fueron generadas en un ambiente marino somero) a base de un apilamiento de parasecuencias progradantes durante un período transgresivo ("transgressive systems tract").

De la segunda serie (al norte de Las Hoces del Guadiana) afloran los 400 m inferiores pues los 300 m que se calcula existen sobre ellos están cubiertos por los canchales derivados de los resaltes de la Cuarcita Armoricana; la serie aparece en posición casi vertical, y cubierta de derrubios y vegetación observándose en ella cinco resaltes topográficos de cuarcitas violáceas.

La serie se observa discordante sobre los materiales del Grupo Domo Extremeño. Los 40 m iniciales son cuarcitas en bancos de 0'5 a 1 m de potencia. Los resaltes 2 y 3 consisten en cuarcitas violáceas en bancos decimétricos (de 0'3 a 0'5 m de espesor) cuneiformes (sobre todo convexos hacia el techo) entre los que se colocan intercalaciones delgadas (1-5 cm) de pizarras. El resalte 4 es similar pero se observan bioturbaciones de skolithos en las capas finas de cuarcitas que hay hacia la base y superficies de estratificación de "ripples" de oscilación simétricos. Sobre este resalte hay dos sucesiones grano y estratocrecientes de espesor decamétrico que pasan a otras que culminan en el resalte 5 donde se reconocen capas de espesor decimétrico (0'5 a 6 m) con morfología de barras o de "megaripples" y cuya estructura interna consiste en estratificación "hummocky" y laminación cruzada de "ripples" de oscilación (asimétricos) que se disponen verticalmente en asociaciones de tendencias positiva (energía decreciente). Se encuentran además skolithos.

Los últimos 300 m, reconocidos en otras zonas, son de características semejantes, con cuarcitas blancas y areniscas con laminación cruzada, ripples y bioturbación.

El ambiente sedimentario es el mismo descrito para la serie anterior interpretándose aquí las repetidas tendencias estrato y granocrecientes que muestra la sucesión como sucesivos episodios de somerización y de progradación de los ambientes más someros, es decir como parasecuencias de una escala u orden mayor que las descritas en la sucesión anterior, separadas por superficies de inundación marina (transgresión menor). El set de parasecuencias integra un dispositivo de acreción vertical (gradación) de la plataforma durante un período transgresivo.

Estos materiales se atribuyen al Ordovícico inferior, correspondiendo sus términos superiores al Arenig (ver 1.2.1).

1.2.4. Ortocuarcita. Cuarcita Armoricana (9) Arenig

Sobre los materiales anteriores y sin que sea posible establecer un límite neto sino más bien un tránsito gradual, aparece una formación muy singular en todo el Macizo Armoricano no solo por sus características litológico-estratigráficas, sino además por ser el elemento principal constructor del relieve, formando alineaciones de cumbres y riscos escarpados que se siguen a lo largo de muchos kilómetros y en cuyas vertientes se acumulan potentes depósitos coluviales. Son por tanto un excelente nivel de referencia para reconstruir la macroestructura hercínica del área.

Esta formación tiene una amplia distribución en toda la cadena hercínica española y europea, pudiendo correlacionarse con niveles semejantes del Macizo Armoricano (Francia) de donde informalmente ha tomado el nombre.

La potencia en la prolongación del Sinclinal de Helechosa-Navalonguilla es de unos 350 m. El estudio de la Fm. se realizó en el corte de las Hoces del Guadiana, al N de la Hoja de Puebla de D. Rodrigo (757).

Se trata de cuarcitas blancas, recristalizadas, que aparecen estratificadas en capas medianas a gruesas (0'5-1'5 m) y bancos (2-5 m) en general muy homogéneos en la vertical y de gran continuidad lateral. Ocasionalmente pueden aparecer delgadas intercalaciones de cuarcitas lajasas. Como rasgo general, tienen el grano fino, están bien calibradas y hay finos niveles de pizarras arenosas inter-estrato. Normalmente, aparecen formando dos o tres barras de cuarcitas que dan un relieve de crestas separadas por pequeñas depresiones intermedias, recubiertas de derrubios y que corresponden a intercalaciones de estratificación más tableada.

Las capas pueden tener morfología tabular, lenticular plano-convexa y de adaptación (compensación) a las capas infrayacentes. Como estructuras sedimentarias se pueden distinguir superficies de "ripples" a techo de los bancos con "drappings" de pizarras (arcillas) y estratificación cruzada a gran escala, que indica, al menos en el corte de las Hoces del Guadiana, paleocorrientes apuntando hacia el SE.

Las cuarcitas están formadas, casi exclusivamente, por cuarzo con texturas granoblásticas (en mosaico) de fuerte presión-solución y movilización de sílice en crecimientos secundarios. A veces se aprecia la existencia de una escasa matriz sericítica (5%) y/o cemento ferruginoso, así como concentraciones de minerales pesados circon, turmalina, rutilo y opacos.

Esta formación se interpreta como una superposición de barras de plataforma compuestas por cuerpos individuales de potencia métrica cuyo mecanismo de transporte se la asimilado a corrientes de marea PORTERO y DABRIO (1988), DABRIO (1988). Los techos de las mesoformas están retocados por "ripples" y "megaripples" de oscilación de varias escalas.

En zonas vecinas aparecen como parasecuencias somerizantes estrato y granocrecientes que resultan de la progradación de los ambientes sublitorales donde se depositan las barras de arena. En conjunto forman un set de parasecuencias progradantes cuya tendencia general es incierta.

La edad de estos materiales es Arenig (ver 1.2.1.) definida por la frecuente presencia de icnofauna, en el muro de las capas más finas, como *Cruziana*, *Rusophycus*, *Daedalus*, etc.

1.2.5. Alternancia de cuarcitas y pizarras (10) Alternancias de Pochico. Arenig-Llanvirn

Sobre la Cuarcita Armoricana y también en tránsito gradual se dispone una serie alternante de cuarcitas y pizarras asimilable por sus características y posición estratigráfica a las "Capas o Alternancias de Pochico" de Sierra Morena Oriental, TAMAIN (1972). Su observación no siempre es fácil debido por una parte a la posición topográfica que ocupan (enmascaradas por los derribos de ladera) y por otra a que en esta Hoja, particularmente, siempre están en contacto con los sedimentos del Terciario-Cuaternario.

La potencia de esta formación es de unos 150-200 m en los que alternan de manera irregular capas deci-centimétricas de areniscas micáceas lajadas, cuarcitas pardo-amarillentas bastante compactas y pizarras limolíticas micáceas (sericíticas) de colores blanquecinos o rojo violáceos por alteración entre las que se intercalan algunos bancos métricos de cuarcitas grises formados por amalgamación de niveles a espesor decimétrico. Hacia el techo el paso a las Pizarras de Neseuretus es relativamente brusco, a base de niveles con concentración de minerales pesados, niveles fosfatados y costras ferruginosas discontinuas.

Las muestras estudiadas son cuarcitas de grano fino a muy fino formadas por granos subanguloso de cuarzo y con mayor proporción de matriz que la C. Armoricana (10-15%), en la que abundan los minerales pesados (circón, rutilo, turmalina y opacos) así como los óxidos de hierro. La textura es de granos orientados con desarrollo de presión-solución y movilización de sílice con crecimientos secundarios. Hay moscovita y biotita ferruginizada como accesorios. Las pizarras son sericíticas, con limo de cuarzo y moscovitas detríticas.

Se ha levantado una serie de 150 m de esta formación al S de Bohonal en el paraje conocido como La Polleriza en la Hoja de Villarta de los Montes (734).

Los 40 m basales consisten en facies heterolíticas cuyo contenido en arena va decreciendo y pasa de dominante a subordinado. Hay una disminución progresiva de la energía indicando una transgresión.

Los 25 m siguientes muestran con predominio lutítico hacia la base que va pasando a facies heterolíticas y culmina en bancos arenosos (0'4 a 0'6 m) con intercalaciones delgadas de lutitas. La morfología de las capas arenosas es de techo ondulado y muro más o menos plano que se adapta a los apilamientos previos y respecto a la estructura interna es dominante la estratificación hummocky a la que está ocasionalmente asociada la laminación paralela. A pequeña escala las capas muestran energía decreciente en una sucesión: laminación paralela ➔ estratificación "hummocky" ➔ laminación cruzada de "ripples" de oscilación ➔ lutitas. Se interpreta como el paso de ambientes lutíticos a barras acumuladas por el oleaje de tormentas. Es una tendencia somerizante.

En los 58 m siguientes se suceden las asociaciones estrato y granocrecientes a varias escalas; las de orden métrico se pueden interpretar como migraciones laterales de barras arenosas dentro de complejos mayores con gran acumulación de arena.

En los 27 últimos metros no hay lutitas sino cuarcitas blanco-amarillentas de grano fino a muy fino. La asociación de estructuras es semejante a la descrita anteriormente indicando una cierta somerización.

El conjunto de la formación, dada la abundancia de estructuras sedimentarias primarias indicativas de la acción del oleaje, se puede interpretar como un depósito de plataforma marina sometido a los oleajes de tempestad.

Por las consideraciones efectuadas en el apartado 1.2.1. la edad es Arenig-llanvirn, situándose el límite entre ambos pisos muy próximos al techo.

1.2.6. Pizarras con *Neseuretus* (11) Llanvirn-Llandeilo

Presentan escasos afloramientos en la prolongación del Sinclinal de Helechosa-Navalonguilla ya que están cubiertas por los depósitos del Terciario y Cuaternario.

Las "Alternancias de Pochico" pasan gradual pero rápidamente a un conjunto litológico muy monótono de pizarras oscuras, generalmente negras, más o menos micáceas que por alteración adquieren tonalidad más claras verdes o pardo-rojizas y donde esta ha sido muy intensa a colores rojo-violáceos y aspecto arcilloso. Están afectadas por la esquistosidad hercínica bastante penetrativamente, es difícil distinguir en ellas la superficie de estratificación original. Pueden llevar intercaladas rocas volcánicas y localmente y hacia el techo pueden tener intercalaciones relativamente potentes de areniscas pardas que se han individualizado como Areniscas de Los Rasos. En este caso a las pizarras infrayacentes se les denominó en algunas zonas "Pizarras del Río" y a las suprayacentes "Pizarras Guindo o Botella", TAMAIN (1972).

La formación de "Pizarras de *Neseuretus*" es muy típica de la Zona Centroibérica meridional, siendo célebre ya desde mediados del siglo pasado debido a las faunas de Llanvirn y Llandeilo que ha proporcionado. Estas faunas se presentan en acumulaciones "Lumaquélicas" de espesor decimétrico ricas en óxidos de hierro (probablemente pirita, originalmente), o bien como ejemplares aislados, asociados muchas veces a facies de nódulos samítico-lutíticos de tamaño centi o decimétrico. Entre los ejemplares más frecuentes están los Trilobites del género *Neseuretus* que han dado nombre a la formación. La potencia de las mismas es difícil de calcular debido al intenso replegamiento pero se estima del orden de los 500-700 m en el Sinclinal de Helechosa-Navalonguilla.

Petrográficamente las pizarras presentan una textura lepidoblástica, estando formadas por sericita, clorita, óxidos de hierro, opacos, circón y apatito. A veces las pizarras son bandeadas con alternancia de delgados lechos de limo de cuarzo con litología semejante a otras anteriormente descritas o apareciendo delgados niveles carbonosos micáceos.

Las areniscas están formadas por granos de cuarzo de tamaño fino a muy fino con abundante matriz sericítica orientada. Son abundantes las moscovitas y biotitas (a veces alteradas a cloritas), óxidos de hierro, circón, rutilo y turmalina; son escasos las plagioclasas y feldespatos así como el rutilo.

Se ha levantado una serie de los 50 m basales en el Arroyo Valdehornos (Afluente del Portezuelo) al N de la Carretera de Horcajo de los Montes a Alcoba, Hoja de Villarta de los Montes (734).

Este tramo basal muestra el paso de las facies heterolíticas anteriormente descritas a las pizarras. Los términos heterolíticos presentan los típicos bancos de areniscas con morfología de megaripples, abundante estratificación cruzada "hummocky" y preservación de "ripples" de oscilación asimétrica en el techo de muchas capas.

Las lutitas, gris oscuro, presentan laminación paralela textural, bioturbación horizontal con pistas rectilíneas y abundante fauna de trilobites y braquiópodos. La presencia de estos niveles fosilíferos 6 m por encima del cambio litológico, pizarra-arenisca masiva, que representa una superficie

transgresiva mayor parece indicar la existencia de un nivel de condensación no apreciable, sin embargo en otras características de la roca.

Las Pizarras con *Neseuretus* han proporcionado numerosa fauna en áreas próximas, así del Llanvirn inferior se destacan como elementos más característicos los trilobites *Retamaspis melen-dezi* HAMMANIN, *Kloucekia drevermanni* HAMMANN, *Neseuretus* (N.) *avus* HAMMANN, *Colporcoriphe thoralis conjugens* HAMMANN, *Placoparia* (P.) *cambriensis* (HICKS) y *Hungioides bohemicus* PERNER, junto con otras formas como *Monorthis noctilio* (SHARPE) *Orthambonites* sp. (braquiópodos), *Expansograptus? brenchleyi* GUTIÉRREZ, *Didymograptus* (D.) *artus* ELLES y WOOD (graptolitos) y el ostrácodo *Gracquina hispanica* (BORN).

El Llanvirn superior está determinado por la presencia conjunta de *Cacemia ribeiroi* (SHARPE), *Eodalmanitna* sp., *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER), *Salterocoryphe salteri* (ROUALT), *Neseuretus* (N.) *tristani* (BRONGNIART in DESMAREST), *Colporcoriphe rouaulti* HENRY, *Calix sed-geickii* ROUALT, etc.

El límite Llanvirn-Llandeilo se caracteriza por los trilobites *Nobiliasaphus nobilis* (BARRANDE), *Dalmantina* sp. *Eodalmanitina macrophthalmia* (BRONGNIART) y la abundancia de los moluscos *Curtoceras intermedius* (VERNEUIL y BARRANDE) (cefalópodo) *lophospira* sp. (gasterópodo).

Del Llandeilo inferior aparecen nuevas asociaciones que incluyen como elementos más distintivos los trilobites *Morgatia primitiva* (HAMMANN), *Plaesiacomia oehlerti* (KERFORNE), *Placopia* (*Coplacoparia*) *horni* (HAMMANN), *Ectillaenus giganteus* (BARRANDE), ostrácodos como *Quadrijugator marcoi* (VANNIER) y *Lardeuxella bussacensis* (JONES), el braquiópodo *Heterorthisina morgatensis* (MELOU) y el bivalvo *Redomia deshaysiana* (ROUALT).

Respecto a la edad del techo de las "Pizarras con *Neseuretus*" los hallazgos paleontológicos efectuados en Hojas contiguas (757 Puebla de D. Rodrigo y 759 Piedrabuena) dentro de los tramos más elevados de pizarras o en las alternancias de base de las Cuarcitas Botella, coinciden en señalar que el depósito de la unidad finalizó durante el Dobrotiviense (Llandeilo) superior (Biozona Borni).

1.2.7. Sills subvolcánicos (12) Llanvirn-Llandeilo

Aparecen exclusivamente en el flanco N de la prolongación del Sinclinal de Helechosa-Navalonguilla. Los únicos afloramientos detectados están al O de la Hoja en el Arroyo de La Nava. Aparecen en forma de diques o "sills" concordantes con la estratificación variando desde términos de Dioritas "Pegmatoides" a corneanas. Se alteran fácilmente mediante procesos de carbonatación y cloritización borrándose las estructuras primarias.

1.2.8. Areniscas y pizarras (13). Areniscas de Los Rasos. Llandeilo inferior

A esta formación corresponden tres o cuatro pequeños afloramientos aislados de los cuales, uno de ellos se ubica en la prolongación del Sinclinal de Helechosa-Navalonguilla (al S de la localidad de Sta. Quiteria) recubierto en gran medida por sedimentos terciario-cuaternarios y el otro corresponde probablemente al flanco N de la citada estructura (está rodeado completamente por los materiales terciarios y cuaternarios) en el Cerro de Morras (NO de El Torno).

Equivalen a las Cuarcitas inferiores de Sierra Morena oriental, TAMAIN (1972) o Areniscas de los Rasos.

Constituyen una intercalación de unos 20-30 m de potencia situada en el tercio superior de las Pizarras con *Neseuretus* (11). Estratigráficamente consisten en una alternancia irregular de areniscas y cuarcitas, gris verdosas por alteración, generalmente micáceas y estratificadas en bancos decimétricos con pizarras gris oscuras, más o menos micáceas que intercalan niveles centimétricos a milimétricos de areniscas y limolitas.

Microscópicamente son areniscas finas a limolitas formadas por granos subangulosos de cuarzo, abundantes micas (moscovita, biotita, clorita) (5-10%), óxidos de hierro (10%) de alteración de siderita, epimatriz clorítica (20-25%) y contactos locales de presión-solución, con orientación paralela de los granos. Como accesorios hay circón, turmalina y rutilo.

Se observa la presencia de limolitas y pizarras con estratificación "flaser y linsen" que intercalan areniscas finas con "ripples" de oscilación. También son frecuentes las capas centi-decimétricas de areniscas y cuarcitas de grano fino con laminación paralela o de bajo ángulo y "ripples" de oscilación a techo o con "hummocky".

Se interpretan como materiales depositados por corrientes y oleaje inducidos por las tormentas en una plataforma de escasa pendiente y profundidad. Forman junto a las "Pizarras con *Neseuretus*" infrayacentes una secuencia de somerización probablemente debida a la progradación de las áreas sublitorales que BRENCHLEY *et al.* (1985) sitúan al sur y sureste de la zona estudiada, sobre las de plataforma.

En la Hoja no se han encontrado fósiles, pero esta unidad contiene invariablemente fósiles del Llandeilo inferior, en otros puntos de la zona.

1.2.9. Pizarras, areniscas micáceas y cuarcitas (14). Llandeilo superior

Esta unidad aflora exclusivamente en el flanco sur del Sinclinal de Porzuna, al S de El Robledo.

Se presenta muy recubierta por los derrubios de los resaltes topográficos originados por la "Cuarcita de Cantera" suprayacente.

En la Hoja no existen buenos cortes que permitan su estudio detallado. Para su descripción nos basaremos en la sección estratigráfica de Porzuna, realizada al norte de dicha localidad, en la Hoja de Piedrabuena (18-30) y situada muy próxima al límite con la de Casas del Río (758). En dicha sección se han reconocido los 50 m superiores de esta unidad cartográfica cuyo espesor total es del orden de 125-150 m.

Viene definida por una alternancia irregular de capas decimétricas, y ocasionalmente centimétricas, de pizarras limolíticas grises y areniscas cuarcíticas de grano fino a limolíticas, más o menos micáceas.

Constituyen la serie de transición entre las Pizarras Guindo (techo de *Neseuretus*) y la Cuarcita de Cantera.

Las areniscas y cuarcitas están formadas por granos angulosos de cuarzo, óxidos de hierro detríticos (10-20%), micas cloritizadas y matriz clorítica (15-20%). La textura es de contactos tangenciales y ocasionalmente de presión-solución con movilización de sílice en crecimientos secundarios. Como accesorios aparecen circón, turmalina y rutilo. A veces están silicificadas a partir de filoncillos rellenos de cuarzo.

Los niveles arenosos están formados predominantemente por H.C.S. (Hummocky cross stratification) y más raramente por laminación paralela que a veces presenta "ripples" de oscilación a techo.

Son depósitos de plataforma abierta sedimentados en zonas próximas al nivel de base medio del oleaje de tempestades que aportan niveles detríticos hacia zonas más distales con respecto a las áreas de aporte de arenas (probablemente barras arenosas de plataforma somera o próxima al litoral).

Se datan como Llandeiloiense superior por la fauna encontrada en Porzuna: *Neseuretus* (N.) *tristani tardus* HAMMANN (en la base) y *Heterorthis* cf. *kerfornei* MELOU (en el techo).

1.2.10. Cuarcitas y areniscas pardas (15) Cuarcitas Botella o de Cantera. Llandeilo superior-Caradoc inferior

Afloran en la prolongación del Sinclinal de Helechosa-Navalongilla (centro-oeste de la Hoja) y en la esquina SE, normalmente en forma de dos crestas o resaltes que corresponden a tramos de predominio cuarcítico o arenoso, separados por un tramo intermedio pelítico, casi siempre cubierto. Estas areniscas o cuarcitas micáceas se caracterizan por tener un color pardo o beige y manchas típicas de óxidos de hierro en superficie y planos de fractura. La potencia es de unos 150 m.

Se han levantado columnas parciales en la Hoja de Villarta de los Montes (734) en una zona muy próxima al límite con la Hoja que nos ocupa. Dos de ellas son parciales de 20 y 30 m (la primera en el cauce del Río Valdehornos y la segunda en un cerrete próximo) y dos completas de 145 y 160 m (una en el Arroyo del Valle del Lobo y otra en el cauce del Río Valdehornos al O de la primera columna parcial).

Resumiendo las descripciones de todas ellas, dada su proximidad geográfica, se tendría una columna caracterizada por:

Un tramo basal (40-50 m.) de areniscas y pizarras alternantes; en él las cuarcitas se observan en bancos lenticulares de 0'1 a 0'3 m. de potencia (esporádicamente de 0'5 a 0'8 m.) convexos hacia el techo y con laminación cruzada y/o lenticular de "ripples" de oscilación simétricos. La parte alta de este tramo (10 m.) refleja una sucesión arenosa estrato-granocreciente con bancos de morfología ondulada, cuneiforme, con laminación paralela, estratificación "hummocky" y "ripples" de oscilación. Todo el tramo se interpreta como depósitos de plataforma marina somera afectada por oleajes de tempestad.

Un tramo medio (25 m.) de pizarras grises laminadas con estos de sulfuros oxidados que representan un depósito hemipelágico en una plataforma abierta y donde se registran, ocasional-

mente, capas milimétricas más o menos lenticulares o con laminación cruzada de "ripples" de oscilación simétricos.

Un tramo superior (60-90 m.) de facies heterolíticas en las que alternan cuarcitas y pizarras. Las capas arenosas, tienen espesores variables de promedio 0'20 a 0'40 m. (ocasionalmente 1'5 m.), presentando unas morfologías plano-convexas que se acuñan lateralmente en pocos metros a favor de superficies onduladas; en ocasiones se observan adaptaciones de capas finas de arcilla a mesoformas ("mud drapy") y también estratificación "hummocky" asociada a laminación paralela y cruzada en tendencia de energía decreciente hacia el techo; la asociación de facies ideal que ilustra esta tendencia positiva (FU) es laminación paralela ➔ estratificación cruzada "hummocky" ➔ laminación cruzada de "ripples" de oscilación. Las intercalaciones pelíticas pueden oscilar desde los 0'2 a los 0'6 m. El techo es neto pasando a un paquete pizarroso (formación suprayacente) con un límite transgreviso, respuesta de una subida relativa del nivel del mar. Este tramo superior corresponde a apilamientos de arena en bancos o barras separadas por áreas de interbarras, donde se localizan las alternancias; representan el desarrollo de grandes complejos arenosos que probablemente correspondan al final de episodios progradantes con somerización.

En lámina delgada los términos arenosos tienen grano medio a medio-fino, de clastos de cuarzo monocristalino predominante, irregulares proporciones de feldespato así como de micas, con muy escasa matriz. Los clastos están ligeramente redondeados (subangulosos) y en la matriz se observa sericita y óxidos de hierro. Se observaron algunas metaarenisas (arcósicas) exclusivas de este tramo debido a la aparición de feldespato potásico que en algunas metapelitas hace de cemento carbonatado (siderita). En los términos pelíticos se observa una única esquistosidad concordante a la disposición de las moscovitas y a veces una segunda esquistosidad de fractura netamente transversal a la ordenación de éstas.

Hacia el techo de la formación infrayacente en las Hojas de Casas del Río (758) y Piedrabuena (759) han aparecido fósiles del Dobrotiriense (Llandeiloense) superior: *Heterorthis cf. kerfornei* (MELOU), ostrácodos, bivalvos y gasterópodos. En la Hoja de C. Real (784) y en la base de la formación suprayacente se recolectaron fósiles del Caradoc inferior PILES *et al.* (1989). Por lo expuesto y de acuerdo con los datos obtenidos en otras localidades de la Zona Centroibérica, las Cuarcitas y areniscas pardas (15) deben datarse, en su mayor parte, como Llandeilo superior, no descartándose la presencia del límite Llandeilo-Caradoc en los niveles próximos al techo, GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (1984).

1.2.11. Pizarras y "Pelitas con fragmentos" (16). Pizarras intermedias o de Cantera más Pelitas con fragmentos. Caradoc inferior-LLandoverly inferior

Afloran en la prolongación del Sinclinal de Helechosa-Navalonguilla situándose sobre el tramo anteriormente descrito. La potencia en esta Hoja se estima en unos 285 m.

Se levantó una serie en el cauce del Río Valdehornos en la Hoja de Villarta de los Montes (734) casi en el límite con la de El Robledo.

En los 40 m basales el tercio inferior es pizarroso de tonos gris-oscuro, el tramo medio es predominantemente pizarroso con esporádicas intercalaciones de niveles arenosos (0'1 a 0'2 m de potencia) y el tercio superior es de carácter heterolítico, alternancia de areniscas y pizarras gris oscuro de características ya descritas en otras sucesiones.

225 m de enorme predominio pizarroso, en el que se debe destacar la aparición a los 30 y 40 m de este tramo (a 70 del muro de la formación) de dos niveles métricos (2'5 m), muy singulares, de clastos o bloques constituidos por fragmentos de areniscas de aspecto nodular que podrían representar fragmentos de capas de arenisca removilizadas.

25 m de facies heterolíticas de características ya descritas.

Los términos lutíticos, al microscopio, están formados por sericita, limo de cuarzo y óxidos de hierro. En ocasiones hay microbandas de acumulaciones micáceas. Los términos arenosos son semejantes a los descritos en el apartado anterior. Se puede observar una esquistosidad de fractura transversal a la ordenación micácea anteriormente indicada.

Las facies lutíticas o pizarrosas representan un depósito hemipelágico en la plataforma y/o talud continental. Probablemente se trataba de una plataforma amplia, sin ruptura acusada de pendiente en el tránsito al talud, en la que la acción del oleaje durante las tempestades era el agente dinámico principal y el causante de que ocasionalmente puedan aparecer esporádicas capas milimétricas de arenisca de grano fino más o menos lenticulares, con laminación cruzada de "ripples" de oscilación simétricos debido a la llegada de arena sobre un fondo pelítico y a la migración de ripples con poca arena disponible.

Las facies heterolíticas tienen idéntica interpretación a otras ya descritas.

Algunos autores, PILES *et al.* (1989) y PILES y NOZAL (1989) a partir de las Pelitas con fragmentos (muro) separan una formación más (o subdividen la que nos ocupa) indicando que reposa mediante disconformidad sobre los términos inferiores a ella.

Respecto a la edad ROBARDET *et al.* (1980), a tres metros de la base de las Pizarras y "Pelitas con fragmentos" (20) citan la presencia de distintos niveles conteniendo quitinozoos como *Jenkinochitina tamvilleus* (PARIS), *Rhabdochitina cf. gallica* (TAUGOURDEAU), *Calpichitina (c) lenticularis* (BOUCHE) y *Conochitina homoclariformis* (BOUCHE) que permiten caracterizar el Caradoc inferior. En la Hoja de C. Real (784) en el tramo de serie ubicado por debajo de los niveles con fragmentos se hace referencia a fauna del Caradoc inferior y medio PORTERO *et al.* (1985) y en la Hoja de Piedrabuena (759) en los Bancos mixtos equivalente al tramo de serie por encima de los niveles con fragmentos se encontraron diversos braquiópodos como *Svonodaina Havliceki* (VILLAS), *Aerogiromena cf. descendens* (HAVLICEK) y *Dalmanella?* sp. indicadores de una edad Caradoc superior. Por otra parte datos obtenidos en la Hoja de Herrera del Duque (756) indican una edad Ashgillense superior-Llandovery inferior para el tramo de serie ubicado por encima de los niveles con fragmentos, PIEREN PIDAL y NOZAL (1989).

1.3. SILÚRICO

Los afloramientos silúricos de esta Hoja se restringen al núcleo del Sinclinal de Helechosa-Navalonguilla (prolongación), que aparece como una estrecha banda, casi nunca inferior al kilómetro de anchura, que recorre de este a oeste todo el tercio superior de la Hoja. Muy homogéneo en facies y desarrollo se caracteriza por tener en la base un nivel cuarcítico característico al que siguen alternancias de cuarcitas y pizarras con graptolites.

1.3.1. Cuarcitas claras (17). Cuarcitas del Criadero. Silúrico inferior (Llandovery)

Afloran dando lugar a un resalte morfológico (entre 20 y 60 m) de cuarcitas grises o blancas a veces con pátinas rosadas de óxidos de hierro.

Se realizó un corte en el cauce del Río Valdehornos, (Hoja 734 Villarta) donde el crestón cuarcítico tiene una potencia de 20 m.

En él se reconocen bancos de cuarcita ondulados y cuneiformes que corresponden a "megaripples" completos (localmente algo deformados) con estructura interna de estratificación cruzada en surco y sobre todo abundantísimas superficies modeladas por "ripples" de oscilación.

Al microscopio son ortocuarzitas con un tamaño de grano entre 0'2-0'3 mm y son generalmente, pero no siempre, equigranulares. Los granos primitivos, redondeados, han sido cementados por sílice que ha cristalizado en continuidad cristalográfica con los mismos. La sericita puede ser inapreciable y los accesorios omnipresentes son los opacos, circón y turmalina redondeados, dispersos o bien concentrados en alineaciones en las que la turmalina no suele participar.

Se interpreta esta facies igual que en los casos anteriores (apartados 1.2.10 y 1.2.11) como un apilamiento de megaripples de arena de crestas rectas y curvas en una plataforma marina somera.

Regionalmente estas cuarcitas pueden ser extensivas (Sinclinal de Herrera del Duque, Hoja n_756) situándose sobre el tramo inferior de las Pizarras y "Pelitas con fragmentos", PILES *et al.* (1989).

1.3.2. Pizarras negras ampelíticas (18). Silúrico. Llandovery superior

Sobre el nivel de cuarcitas anterior, se ubica un conjunto de pizarras y alternancias de cuarcitas y pizarras fuertemente replegadas al que se estima un espesor de unos 200 m.

En general, la serie es fundamentalmente pizarrosa con algunas intercalaciones esporádicas de areniscas. Las pizarras son negras con abundante contenido en materia orgánica (ampelita) y las areniscas son delgadas pasadas de escasa continuidad lateral.

En los tramos pizarrosos se observa una laminación interna muy fina formada por secuencias granodecrecientes milimétricas y en los tramos más arenosos es patente la existencia de "ripples" de oscilación aislados. Son muy frecuentes los niveles milimétricos de óxidos de hierro proce-

dentes de la alteración de piritas y generalmente asociados al techo de los términos más arenosos. Se aprecian igualmente morfología de retoque en algunos cuerpos arenosos, con adaptación de los niveles suprayacentes.

Se interpretan como depósitos de plataforma externa o abierta con fondo anóxico.

Petrográficamente, las areniscas limolíticas están formadas por granos subangulosos de cuarzo, con moscovita y biotita cloritzada, óxidos de hierro de carácter detrítico (10%) y matriz sericítica (10-25%), con circón, turmalina, rutilo y opacos como accesorios. Son frecuentes los microbandeados entre limolitas y finas pasadas más lutíticas y/o ferruginosas. A veces, las cloritas aparecen como pequeños nódulos dentro de la matriz sericítica. Ocasionalmente, los minerales pesados tienden a acumularse en finas hiladas. En niveles con poca matriz se desarrollan contactos de presión-solución con movilización de cuarzo en crecimientos secundarios.

Los fósiles más antiguos encontrados en afloramientos privilegiados del Sinclinal de Guadarranque indican que la base del tramo ampelítico tiene una edad Llandovery superior bajo. El tramo de las ampelitas contiene, por encima de los niveles antes citados, en la Hoja de Herrera del Duque, graptolites indicativos del Wenlock.

1.4. Terciario

Dentro de este apartado trataremos agrupadamente tanto los materiales terciarios anteriores al tránsito neógeno-cuaternario, como los del Plio-Pleistoceno, relacionables con la Raña y que constituyen una unidad litoestratigráfica no divisible cronológicamente de un modo artificial. La práctica totalidad de estos depósitos están relacionados con la Depresión de El Robledo, una de las cuatro cubetas (El Molinillo, Retuerta del Bullaque, El Robledo y Piedrabuena) en que se haya compartimentada la cuenca del Río Bullaque (REDONDO y MOLINA, 1980)

1.4.1. Coraza ferruginosa (19). Terciario.

En la Hoja nº758 (Casas del Río), situada al sur del área que nos ocupa, REDONDO y MOLINA (1980) y más tarde PILES *et al.* (1989) señalan la presencia, en la margen izquierda del Río Bullaque, de corazas ferruginosas discordantemente apoyadas sobre el sustrato paleozoico a una cota de 610-620 m, y las correlacionan con las corazas ferruginosas que afloran en Campos de Calatrava y Montes de Toledo meridionales (MOLINA, 1975). Para este último autor (en: PILES *et al.*, 1989) las corazas presentan regionalmente cuatro niveles diferenciables en los que la proporción de óxidos de hierro frente a cantos silíceos aumenta de muro a techo. MOLINA *et al.* (1985) sugieren una edad paleógena para estos materiales, que se formarían en un ambiente de sabana o tropical estacional, por procesos de lavado y concentración de sílice y hierro al pie de relieves residuales cuya paleotopografía sería ya bastante similar a la actual.

En el área comprendida por la Hoja nº735 (El Robledo) se han localizado restos de esta coraza ferruginosa (19), igualmente en la margen izquierda del Río Bullaque, a una altitud de 650 m al pie del pico Cubas. Se halla parcialmente cubierta y está desestructurada por la actividad antrópica. En todo caso su potencia debe ser superior a los 0,5-1 m, y la facies dominante está compuesta por goethita masiva con inclusiones líticas de cantos subangulosos de cuarcita; en super-

ficie aparece recubierta por una pátina limonítica. Su representación cartográfica es incierta, pero se ha intentado esquematizar dada su importancia estratigráfica.

1.4.2. Arenas, arcillas arenosas y gravas (20). Mioceno-Plioceno.

Discordantemente dispuestos sobre el Paleozoico y Precámbrico y estratigráficamente por encima de la coraza ferruginosa se encuentran unos depósitos detríticos finos, arenoso-arcillosos y de coloración blanca a ocre. Corresponden a barras arenosas de un medio fluvial anastomosado, con secuencias tabulares horizontales y estratificaciones cruzadas que las cortan; son frecuentes las pasadas conglomeráticas, tamaño grava y los límites entre bancos muestran cementaciones carbonatadas. El techo se encuentra teñido de rojo-ocre por infiltraciones de óxidos de hierro desde la Raña suprayacente. Es muy probable que estos materiales provengan del desmantelamiento de los tramos de areniscas y areniscas micáceas que se encuentran a distintas alturas de las series ordovícicas (Alternancia de Pochico, Areniscas de los Rasos, Bancos Mixtos).

Aparecen rellenando la depresión de El Robledo, por la que discurre el Río Bullaque, con una potencia superior a los 10-15 m, mayor hacia el centro de la cuenca. En los bordes de la depresión se hallan fosilizados por los depósitos de Raña, con un carácter posiblemente concordante según NOZAL y MARTÍN-SERRANO (1989) o con un vacío erosional según REDONDO y MOLINA (1980), mientras que en la zona central se encuentran casi completamente recubiertos por el Cuaternario, por lo que los mejores afloramientos se sitúan en el escalón morfológico entre los abanicos plio-pleistocenos y los cuaternarios fluviales del Bullaque encajados al sur de la cuenca. Se encuentran también rellenando la Depresión de Piedrabuena, abriéndose camino hacia la Cuenca Manchega, pero hacia el norte no llegan a aparecer en la cubeta de El Molinillo ni en la de Retuerta del Bullaque (Hoja nº710, Retuerta de Bullaque, (MARTÍN-SERRANO y NOZAL, 1989), donde tal vez estén sólo representados depósitos correspondientes a su cabecera bajo la superficie de erosión pliocena de cota en torno a 820 m (REDONDO y MOLINA, 1980).

En cuanto a su edad, NOZAL y MARTÍN-SERRANO (1989) interpretan como miocenos a pliocenos depósitos correlacionables de la zona de Anchuras en base a su posición bajo la Raña y a la correlación de facies con otros depósitos del Tajo, Duero y Guadiana. Por su parte, PILES *et al.* (1989), dan una edad Plioceno inferior a facies similares de la Cubeta de Piedrabuena en virtud de su paso lateral a las calizas y margas que se encuentran directamente bajo los yacimientos villafranquienses de las Higuieruelas y Valverde de Calatrava II, en la Hoja de Ciudad Real. Sin embargo esta última edad ha de tomarse como un mínimo, ya que no hay el menor registro estratigráfico Mesozoico-Cenozoico.

1.4.3. Coluviones antiguos (21). Rañas: Abanicos aluviales (22, 23, 24). Plioceno a Pleistoceno.

Los coluviones antiguos de cabecera de Raña (21) se localizan en las pendientes de las sierras cuarcíticas de los Montes de Toledo siguiendo cotas que varían ampliamente entre los 700 y los 900 m, articulándose frecuentemente con los depósitos de Raña, a los que alimentan. Su potencia puede llegar a ser del orden de 4-5 m y en superficie pueden encontrarse extensamente recubiertos por formaciones de ladera más modernas, como las pedrizas o canchales. Están compuestos por un conglomerado granosostenido de cantos cuarcíticos angulosos en una matriz de

arenas y limos. Los procesos hidromórficos posteriores a su formación han sido muy intensos; los 2 - 3 m superiores han estado sujetos a un intenso lavado, la iluviación de las arcillas ha dejado una matriz fundamentalmente arenosa de coloración blanca a ocre empastando unos cantos que han perdido parcialmente su costra rubefactada. Hacia la parte inferior del depósito aparecen niveles de concentración de arcillas de color rojo-ocre con un característico abigarramiento en nivelillos grises paralelos a la pendiente. Su edad, dada su relación genética con las rañas, se ha interpretado como plio-pleistocena.

Las zonas marginales de la cubeta de El Robledo y los contrafuertes de los principales relieves paleozoicos se encuentran recubiertos por materiales silíceos conglomeráticos de tipo raña. Se trata de extensos abanicos aluviales, que en su mayoría conservan su morfología individual, sin llegar a formar una bajada o glacis uniforme. Este piedemonte que ocupa una posición culminante sobre los materiales que rellenan la Depresión de El Robledo, está formado por hasta tres secuencias de abanicos sucesivamente encajados. Los abanicos más antiguos (22) del norte de la cuenca tienen sus cabeceras a cotas de 740-780 m y descienden hasta una superficie de cota 640-660 m en las áreas limítrofes a la depresión (posiblemente restos de rampas pliocenas) o hasta los 620 m en el mismo valle del Bullaque. Hacia el sur las cotas son menores, con cabecezas en torno a los 700 m y pies alrededor de 600-620 m en las vertientes del Río Bullaque ó a 660 m en la cabecera del Río de San Marcos. Los abanicos más antiguos tienen un desarrollo consecuente, claramente perpendicular a los relieves y son de mayor tamaño los que ocupan las vertientes meridionales de las sierras. Del siguiente episodio de aluvionamiento sólo se conservan restos de abanicos (23) en la Sierra del Gallego, en la esquina NE de la Hoja y también en su zona centro-meridional. Posiblemente su desarrollo es local y está condicionado por la magnitud de la pendiente y el número de episodios necesario para estabilizarla. La secuencia de abanicos aluviales más moderna de las relacionables con la Raña (24), se haya encajada hacia sus cabecezas y confluye con las anteriores hacia sus bases; son también individualizables, su disposición tiende a ser subsecuente y a seguir los valles de los afluentes del Bullaque. En las zonas abiertas del valle de este río su morfología pasa de suavemente convexa a marcadamente plana, siendo difícil discriminar si corresponden a zonas distales del abanico o son ya depósitos de terraza fluvial. Esta característica de los aluvionamientos más modernos de los relacionados con la Raña fue ya señalada en la Hoja de Retuerta de Bullaque por MARTÍN-SERRANO y NOZAL (1989).

Los depósitos de Raña (22, 23, 24) están formados por conglomerados oligomícticos, clastosostenidos, de color rojo-ocre a ocre-amarillo y una potencia media de 3 - 4 m. Los clastos, de tamaño centimétrico a decimétrico, son principalmente cantos subangulosos a subredondeados de cuarcita, junto con fragmentos angulosos de venas de cuarzo blanco y más escasos y redondeados de pizarra. Los cantos de cuarcita presentan una intensa alteración con desilicificación del cemento que conlleva la desagregación de la cuarcita, y una cementación y encostramiento por óxidos de hierro que les confiere su peculiar aspecto rubefactado. Los cantos de pizarra aparecen degradados a un subproducto arcilloso de color ocre-amarillo. La matriz está formada por arenas y arcillas de color rojo-ocre. La estructuración interna del depósito es grosera, destacando la imbricación de cantos y una selección baja. El medio de deposición debió ser un sistema de alta energía, fluviotorrencial en MUÑOZ y ASENSIO (1975) y MUÑOZ (1976) y según un sistema de canales tipo "braided" en MOLINA (1975).

Por debajo del depósito el sustrato aparece intensamente alterado, adquiriendo una fuerte coloración roja en los abanicos más antiguos y elevados topográficamente y ocre-amarillo en los más modernos. Posiblemente se trate de dos episodios de alteración distintos. El primero de ellos, que produce una intensa argilización del sustrato esquistoso, podría tener una edad Mioceno inferior, por correlación con procesos similares descritos en la Cuenca del Duero (MARTÍN-SERRANO, 1988b) y se encuentra mejor conservado hacia las cabeceras (NO) de las cuencas. La alteración ocre, que afecta igualmente a los depósitos y al sustrato con una potencia de 2 a 20 m (MOLINA, 1975; MARTÍN-SERRANO y NOZAL, 1989), se caracteriza por los procesos de caolinización, desilicificación, liberación de Fe y su precipitación como goethita y hematites. Frente a las hipótesis iniciales (VIDAL BOX, 1944; HERNÁNDEZ-PACHECO, 1949) que asumían unas condiciones paleoclimáticas áridas o semiáridas, la tendencia actual supone que la formación de la Raña tiene lugar bajo un clima estacional "no necesariamente árido" (MOLINA, 1975), húmedo estacional (MOLINA *et al.*, 1985) o directamente relacionado con el primer pluvial villafranquiense correlacionable con la primera crisis climática fresca e incluso rigurosamente fría en las montañas (MUÑOZ, 1976).

Otro rasgo característico de los depósitos de Raña es el desarrollo sobre ellos de un planosuelo con un horizonte superficial de lavado y presencia de gravas cuarcíticas intensamente rubefactadas, de unos 40-50 cm de espesor en la zona estudiada (el "garbancillo" de NOZAL y MARTÍN-SERRANO, 1989); por debajo aparece un potente horizonte de acumulación de arcillas (1,5 a 3,5 m) por iluviación, y hacia su base destacan rasgos hidromórficos tales como bandeados horizontales de coloración blanco-gris relacionados con procesos de lavado asociados a las fluctuaciones del nivel freático. Las características edafológicas de los suelos desarrollados llevan a ESPEJO (1978) a sugerir la influencia de episodios climáticos cálidos y húmedos en su formación.

1.5. CUATERNARIO

1.5.1. Coluviones (25). Abanicos aluviales y glacis de cobertera (26). Terraza alta (27). Terraza baja (28). Pleistoceno medio a superior.

Las formaciones de ladera posteriores a la Raña pero difícilmente aislables en el tiempo, formadas por arcillas y cantos cuarcíticos, han sido agrupadas genéricamente como coluviones (25). Se incluyen los derrames de depósitos de Raña que recubren sus laderas y los coluviones de cabecera de abanicos-glacis posteriores a los abanicos plio-pleistocenos.

En la mitad meridional de la Hoja, suavemente encajados en los abanicos más modernos de la Raña, se localizan algunos afloramientos pardo-rojizos poco compactados de arcillas con gravas y cantos cuarcíticos (26). Se trata de abanicos aluviales que se abren hacia el centro de la cuenca del Bullaque o que sellan el interior del Sinclinal de Los Arenales y de glacis con depósito de cobertera en las cabeceras de los arroyos de la margen derecha del Bullaque. Su edad debe ser inmediatamente posterior al emplazamiento de la Raña.

Una gran extensión de la Depresión de El Robledo se encuentra cubierta por depósitos fluviales, conlomerados silíceos, arenas y limos de color pardo, que representan un nivel de terraza alta (27), testigo de una amplia llanura aluvial. Topográficamente se encuentra por debajo de los anteriores depósitos de abanicos y glacis de cobertera, aunque en muy pocos puntos se conser-

va escarpe morfológico. En las márgenes del fondo de valle actual del Río Bullaque y en sus afluentes por la derecha se conservan depósitos correspondientes a un segundo nivel de aterramiento (28), claramente encajado en el anterior. Los materiales son conglomerados de cantos cuarcíticos redondeados, arenas y limos de tonos pardos.

Las edades de estos depósitos aluviales se sitúan escalonadamente en el pleistoceno medio y superior, entre las formaciones de la Raña y de los fondos de valle recientes.

1.5.2. Pedrizas (29). Conos de deyección (30). Fondo de valle (31). Holoceno.

Los depósitos de ladera más recientes están constituidos por las pedrizas (29). Se trata de lenguas de brechas cuarcíticas heterométricas, carentes de matriz, que se localizan directamente junto a las barras de cuarcitas ordovícicas intensamente diaclasadas de las que se nutren, llegan a cubrir depósitos coluvionares o confluyen en los conos de recepción de los torrentes. Su origen se ha explicado como debido al efecto de procesos crioclásticos durante periodos de condiciones periglaciares.

El Fondo de valle actual o subactual (31) está constituido por conglomerados, gravas y arenas. Alcanzan gran extensión los correspondientes al Río Bullaque y al Arroyo de Los Pescados, donde a los cauces principales hay que añadir un buen número de cursos secundarios divagantes y entrelazados. En las confluencias del Río Bullaque o de sus principales afluentes con sus respectivos tributarios es frecuente que se formen conos de deyección (30) por la pérdida brusca de energía de los torrentes. Estos abanicos pueden estar apoyados sobre los niveles de terraza más antiguos o, cuando la disección es más profunda, descargar directamente sobre el fondo del valle actual.

2. TECTÓNICA

El conjunto hercínico de esta Hoja se encuentra cubierto en gran parte por los materiales plio-cuaternarios de la llanada Alcoba-Forzuna, que cubre casi el 50% de su superficie, individualizándose la zona occidental, que muestra una clara continuidad con las estructuras presentes en la vecina Hoja nº 734 (Villarta).

Estos materiales hercínicos corresponden al Proterozoico superior-Paleozoico inferior. En ellos se pueden diferenciar cuatro grupos estratigráficos, que han sufrido cada uno de ellos deformaciones propias.

2.1. DEFORMACIONES PRE-HERCÍNICAS

Se han reconocido 3 deformaciones diferentes que se describen a continuación:

-Deformación intraprecámbrica (D_p)

Los criterios de individualización de esta deformación hay que buscarlos en la prolongación oeste del Anticlinal de Navalpino que es donde mejor afloran las Facies organizadas del Grupo Domo Extremeño ya que en esta Hoja tan solo aflora una mínima superficie con estos materiales, si

bien, se trata de afloramientos importantes, pues muestran características peculiares. Los afloramientos limitan con materiales del Vendense superior y cámbricos, mostrando una estructura compleja en la que alternan flancos donde no se aprecia la S_1 (primera esquistosidad hercínica) con otros cortados por ella produciendo lineaciones verticales. No obstante, en algunos casos se observan niveles en los que la intersección S_0 - S_1 presenta inclinaciones bajas, más propias de materiales del Grupo Valdelacasa, sin que se aprecien discordancias o cambios de ningún tipo entre unos y otros. Dado el pequeño tamaño del afloramiento, no se pueden establecer conclusiones al respecto.

Por lo que se refiere a los efectos que produce la D_2 (segunda fase de deformación hercínica) sólo decir que el comportamiento es solidario con el de los otros materiales pre-ordovícicos, por lo que ahora es evidente que dicha D_2 produce la separación de los materiales pre-Ordovícicos por una parte y el resto (Ordovícico y silúrico) por otra.

Así pues, sin tener claros los efectos que produce la D_1 (primera fase de deformación hercínica) en estos materiales, poco podemos decir de los efectos de las deformaciones previas, sino tan sólo que existe una deformación previa a la Cadomiense.

-Deformación Cadomiense (D_c)

En el borde SO de la Hoja, aparece un pequeño retazo de materiales del Grupo Iber de edad Vendense-superior. La mala calidad de los afloramientos hace muy difícil reconocer las características estructurales, por ello es que en lo que sigue nos referiremos a lo observado en la Hoja nº 734 (Villarta) en donde estos materiales alcanzan una amplia extensión.

Estos materiales han sufrido un plegamiento de edad Cadomiense que en esta zona presentan ejes de trazado NNO/SSE y a los que se suma la D_1 produciendo interferencias en Domo y Cubeta (tipo 1 de RAMSAY 1967). La D_2 afecta solidariamente a estos materiales como a los del Grupo Valdelacasa, formando por tanto el conjunto parte del zócalo.

-Deformación Sárdica (D_s)

Afecta a los materiales del Grupo Valdelacasa de edad Cámbrico inferior y por supuesto a los infrayacentes a él. Consiste tan sólo en un basculamiento hacia el NE que da lugar a una discordancia angular próxima a los 10° entre el grupo Valdelacasa y la base del Ordovícico, hecho difícil de evidenciar en esta Hoja dada la complejidad de la deformación, pero que sin embargo en la contigua Hoja nº 734 (Villarta) se muestra claramente. La D_1 produce en los sedimentos del G. Valdelacasa, los mismos pliegues que en el post-Ordovícico, pero limitados espacialmente por la superficie de erosión Sárdica, así el Anticlinal de Navalpino se manifiesta para estos materiales (casi todos presentes en esta Hoja) en su tercio oriental en forma de un anticlinal asimétrico, que está presente también en el Domo de El Alcornocal. En conjunto la presencia de S_1 es mucho más constante que en el post-cámbrico (dado el carácter fundamentalmente pelítico de los materiales), sin embargo, en pliegues menores desarrollados en capas areniscosas dentro de la Fm. Azorejo (presente en El Alcornocal) puede apreciarse que los pliegues se encuentran poco ampli-

ficados, que la S_1 se dispone en claro abanico, y que existen abundantes cuñas intraformacionales. Estos hechos contrastan con los observados en el Domo de Fontanarejo, donde los buzamientos suelen ser altos, lo que puede deberse a la influencia de la D_2 que afecta profundamente al Anticlinal de Navalpino a este nivel. En estos materiales se produce un gran pliegue en S cuyo flanco nortado mide 5 Km lineales y posee inflexiones asociadas. En el extremo norte, el anticlinal aunque roto gira otra vez y retoma direcciones hercínicas y es así como aflora en el Domo de El Alcornocal. Asociado a este fenómeno existe una S_2 de crenulación cuya dirección se mantiene en toda la zona constantemente en torno a $20/90^\circ\text{E}$ y también toda una serie de fracturas de carácter tanto longitudinal al flanco nortado con transversales, e incluso oblicuas, aunque hay que tener en cuenta un hecho básico, al producirse un giro tan notable en el trazado del anticlinal sobre los materiales del Grupo Valdelacasa, mientras que el post-cámbrico no sufre este efecto, ambos grupos de materiales se despegan totalmente con profusión de fallas incluso horizontalizadas en parte de su trayecto (ver cortes). Así en el Alcornocal este despegue no debe producirse o en todo caso está muy atenuado, pues aquí ya no se observa un cambio sustancial del anticlinal en ambos niveles.

2.2. DEFORMACIONES HERCÍNICAS

Los materiales post-cámbricos de la Hoja, muestran las características típicas en la zona Centro-Ibérica (LOTZE 1945) así podemos citar una primera etapa de plegamiento (D_1) seguida de una segunda de cizalla (D_2), con algunos fenómenos de fracturación tardía.

-Primera Deformación Hercínica (D_1)

En toda la zona Centro-ibérica, se pueden ver grandes pliegues anticlinales separados por pequeñas estructuras sinclinales, escogiendo como referencia el trazado de la "Cuarcita Armoricana". Debido al buzamiento general de las grandes macroestructuras hacia el E, en esta Hoja los anticlinales y sinclinales no aparecen tan desproporcionados entre sí.

Las estructuras mayores producto de esta fase son de N a S (Fig. 2), el Anticlinal de Valdelacasa, en concreto su terminación perianticlinal, aunque no completa, pues desplazada por fracturas sigue más al NE en la Hoja se pueden ver dos pequeños retazos de su prolongación. el Sinclinal de Alcoba, prolongación oriental del Sinclinal de Helechosa-Navalonguilla presente en la vecina Hoja nº 734 (Villarta) cuya terminación oriental no está clara debido al recubrimiento progresivo de los materiales por la cobertura plio-cuaternaria, que hace que subafloren en algunos puntos, y por último el Anticlinal de Navalpino en su terminación oriental, aunque no completa. Queda por situar el Sinclinal de Porzuna, del que sólo es visible el trazado de la "Cuarcita del Caradoc" que sobresale formando un resalte de la cobertera Terciario-Cuaternaria. Este pudiera ser la continuación del Sinclinal de Alcoba, aunque más probablemente se trate de una estructura independiente separada de los anteriores por un gran accidente de dirección aproximada N/S, oculto bajo la cobertera.

La terminación visible del Anticlinal de Valdelacasa conforma un pliegue cilíndrico de trazado NO-SE cuyo eje buza suavemente al SE.

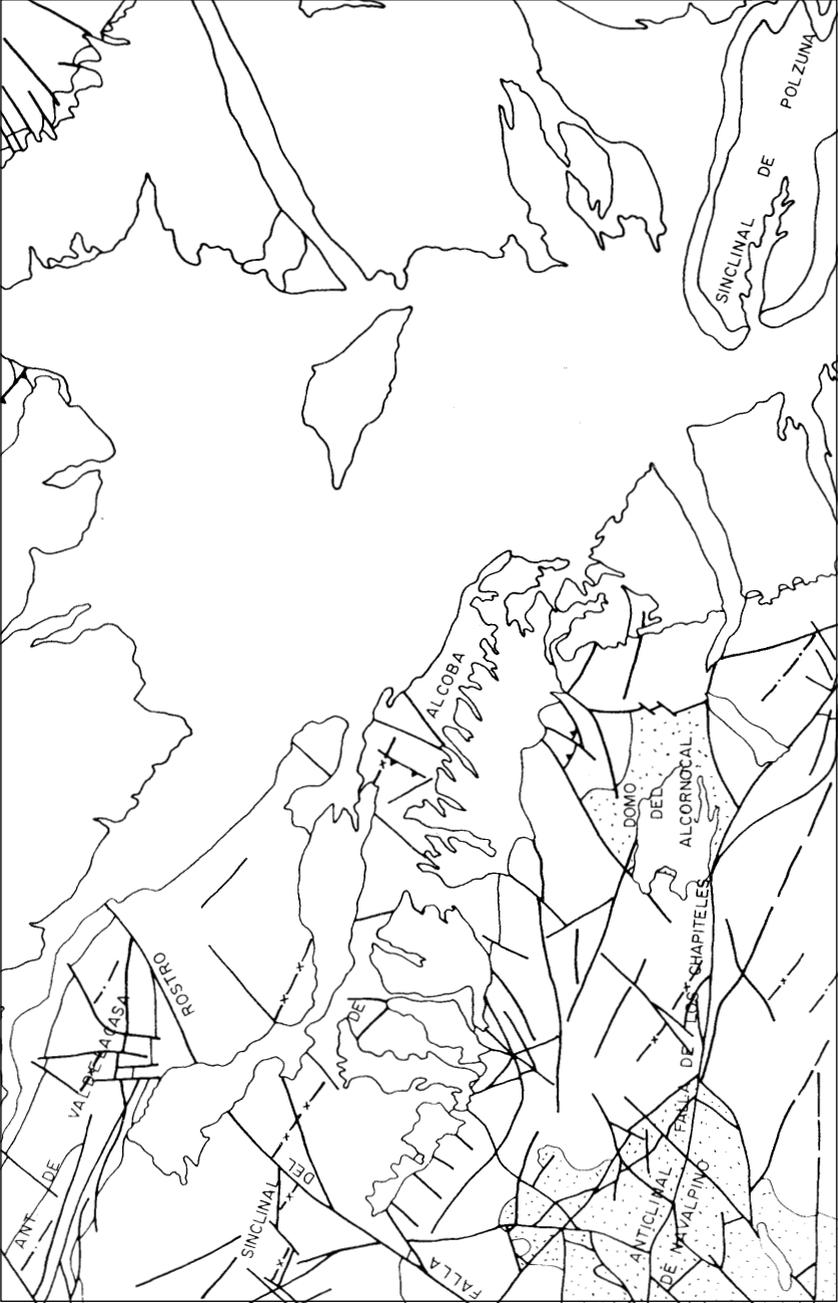


Fig.2. Mapa Tectónico.

El Sinclinal de Alcoba muestra un trazado algo más complejo, debido fundamentalmente a la falta de afloramientos claros, pero asemeja una estructura sinforme sencilla con algunos pliegues menores de flanco, en ocasiones transformados en pliegues-falla. Su plano axial es similar al del Anticlinal de Valdelacasa, su eje parece más horizontal excepto en su borde E, donde se inclina al O.

El Anticlinal de Navalpino es la estructura más compleja de la zona, se trata de un gran pliegue de flancos inclinados (buzamientos $>50^\circ$) y una amplia zona de charnela con pliegues menores en S, Z y M, uno de los cuales, el central y más desarrollado se encuentra al SE de el Alcornocal, en el límite de la Hoja.

Debido a las deformaciones posteriores el plano axial del anticlinal sufre variaciones ligeras que van de E-O, en la parte occidental a NO/SE en la terminación citada. Su eje sufre también variaciones, fundamentalmente en el flanco N y en la zona de charnela asociada conformando dos domos (Fontanarejo y El Alcornocal) y una cubeta intermedia, aunque siempre se trata de fenómenos de limitado valor angular, así en la cubeta intermedia los ejes no sobrepasan los 20° .

El Sinclinal de Porzuna muestra una morfología curiosa, pues el buzamiento de sus flancos suele ser menor de 50° , sin embargo la zona de charnela, al oeste, muestra además de una forma redondeada buzamiento de hasta 70° , sin embargo, en la prolongación hacia el E, se observan una serie de pliegues menores con buzamientos también bajos y con ejes de inclinaciones menores de 30° . En conjunto y tras apreciar la continuación en la Hoja nº 759 (Piedrabuena) da la impresión de que responde a fenómenos de zócalo, por lo que se produce un relevo en su trazado axial, que por otra parte tiene una dirección coherente con todas las otras estructuras presentes en las hojas.

En todas las estructuras descritas se encuentra presente una esquistosidad (S_1) asociada al plano axial de los ejes de los pliegues. Esta se desarrolla preferentemente en los niveles pizarrosos donde adquiere las características de un "slate cleavage" (BASTIDA, 1981) no muy avanzado en su desarrollo, siendo casi inexistente en los niveles más competentes.

-Segunda deformación hercínica (D_2)

Consiste en una cizalla levógira de trazado aproximado E-O, aunque localmente puede variar. Sus efectos se muestran claramente tanto en la terminación del Anticlinal de Valdelacasa como en el Anticlinal de Navalpino. En este afecta a su flanco N y la zona de charnela próxima a él, excepto en su borde SE, lo que podría tratarse de un fenómeno de transferencia. Sin embargo, en el otro anticlinal afecta únicamente a su flanco Sur. En conjunto se conforman dos bandas de cizalla que aíslan el Sinclinal de Helechosa-Navalonguilla (continuación en Villarta del de Alcoba).

La banda N está formada por varias fracturas subverticales de movimiento levógiro con una ligera elevación asociada del labio N. La banda sur es mucho más ancha y queda limitada al sur por la falla de los Chapiteles cuyo trazado es E-O en el sector de la Cubeta intermedia, pero después se inflexiona (zona de transferencia) a trazados NNO-SSE, por lo que llega a afectar al núcleo del anticlinal. En el Domo del Alcornocal existe un afloramiento aislado de "cuarcita Armoricana" proveniente con seguridad de la Cubeta intermedia, lo que fijaría el valor mínimo de la cizalla de

esta fractura en 3 Km. Hacia el O, la falla se divide al llegar a los materiales Cámbricos y Precámbricos. El límite N de la banda no se presenta claro, debido a los recubrimientos pliocuaternarios sobre los materiales pelíticos del Ordovícico pudiendo ser discontinua. Donde seguro que existe, aunque esté tapada, es en la zona de Las Povedas donde constituye el límite de un sistema de cabalgamientos con movimiento oblicuo (levantan el flanco N y también son levógiras) que actúan a nivel de pliegues menores en Z en la transición flanco-charnela de la macroestructura. Hay que notar que estos cabalgamientos afectan a fracturas previas orientadas 165/90 E que elevan el flanco E y cuyo origen no está claro, siendo probable que se asocien a la D_1 , formando pliegues-falla de carácter singular.

2.3. DEFORMACIONES TARDÍAS

Existen en la Hoja una serie de fracturas sobre todo al N del Anticlinal de Navalpino de dirección aproximada NE/SO, aunque hay algunas conjugadas, y que descienden el labio O y tienen también características levógiras, cuyo juego afecta a todas las estructuras previas. La más destacada es la Falla del Rostro que rompe la terminación del Anticlinal de Valdelacasa. Es muy probable que alguna de estas estructuras hay jugado en los fenómenos de cizalla de la D_2 , pues su orientación y movimiento es coherente con ella, e incluso es posible que la Falla del Rostro haya funcionado durante la D_1 y la separación del Anticlinal de Valdelacasa responda a fenómenos de zócalo, sin embargo, su funcionamiento tardío es claro por lo que se incluye en este apartado.

2.4. CRONOLOGÍA DE LAS DEFORMACIONES

-Deformaciones prehercínicas

La deformación más antigua que afecta al Grupo Domo Extremeño es de difícil ubicación en el tiempo, dado que las edades atribuidas a los materiales de ese grupo por los diferentes autores distan de ser unánimes (ver apartado 1.1.4.), pudiendo tentativamente estimarse una edad Vendiese medio-superior para la denominada Discordancia Oretánica SAN JOSÉ (1984).

A la deformación más antigua que afecta a los materiales del Grupo Ibor, discordante sobre los anteriores, podría estimarse también de modo tentativo una edad Intravendiese superior. Tanto la anterior deformación como ésta son testimonios Cadomienses.

El tercer episodio de deformación prehercínica corresponde a movimientos preordovícicos (sárdicos) que afectan a materiales del Grupo Valdelacasa datados como Vendiese superior-Cámbrico inferior. Su edad, por tanto, podría ser Cámbrico medio-superior a Arenig inferior (Hunneberg?).

-Deformaciones hercínicas

En esta Hoja no son suficientes los criterios estratigráficos disponibles para datar con precisión las deformaciones hercínicas, siendo necesario granodiorit tener en cuenta criterios regionales. En el Sinclinal de Herrera del Duque hay registrada una discontinuidad sedimentaria importante entre el Devónico inferior y el superior. Esta discontinuidad marca además el paso de una sedimentación de plataforma somera a otra de tipo turbidítico. Los sedimentos turbidíticos de edad Devónico superior-Carbonífero inferior son considerados como facies "flysch", esto es, sedi-

mentos sinorogénicos en el conjunto de la Cadena Hercínica. Esta discontinuidad probablemente marca el comienzo de la deformación hercínica, que tendría lugar en el Devónico medio. Esta fase, generadora de estructuras en las zonas internas del orógeno, se manifestaría en esta zona como una discontinuidad estratigráfica.

El Devónico superior de los Sinclinales de Herrera y de Almadén está afectado por las estructuras de la primera fase hercínica identificada en esta región. En la última localidad citada, el Estefaniense es además claramente posttectónico. La granodiorita de Fontanosas, postfase-1, ha sido datada en 302 ± 7 m.a., es decir Westfaliense superior (SAUPE, 1973). La edad de la deformación principal hercínica estaría situada, por tanto, entre el Devónico superior y el Westfaliense superior.

Sobre la edad de la segunda fase de deformación no existen datos que permitan precisarla.

Para las fracturas posteriores a esas dos etapas principales de deformación (fracturación tardihercínica) se les atribuye una génesis durante el Estefaniense y el Pérmico inferior por sus relaciones con la sedimentación permocarbonífera y con los granitoides tardihercínicos. Originadas como fallas de desgarre, fueron sin embargo reactivadas durante el Pérmico superior y el Trías y como bien se ha documentado en áreas alpinas, durante el Mesozoico y el Terciario.

-Tectónica alpina y postalpina

Las limitaciones impuestas por el registro estratigráfico obligan, de nuevo, a abordar la evolución geodinámica de este sector en un contexto regional más amplio.

En la región no existe registro sedimentario Mesozoico y Paleógeno-Mioceno inferior que permita reconstruir la sucesión de eventos tectónicos alpinos. En la llanura manchega oriental y borde sur de la Sierra de Altomira se admite la existencia de varias fases tectónicas: intraeocena superior, finioliocena, miocena inferior, intravallense o del Mioceno superior, y pliocenas. Entre ellas las que tienen mayor repercusión en la creación de estructuras son las finioliocena y miocena inferior (Castellana y Neocastellana).

La deformación neógena parece derivarse de la reactivación de antiguas fracturas del zócalo en las que juegan un importante papel las direcciones submeridianas y las transversas que van de E-O a NE-SO (PÉREZ GONZÁLEZ, 1981). El Neógeno superior está caracterizado por los procesos distensivos que comenzaron en el Mioceno superior, posteriores a la fase compresión bética (Serravaliense superior-Tortonense basal). PÉREZ GONZÁLEZ (*op. cit.*) aboga por dos etapas distensivas fundamentales. La más antigua sería responsable de la apertura de las cuencas principales rellenas por depósitos de edad Mioceno terminal?-Plioceno inferior. La segunda amplía la cuenca de sedimentación a toda la Llanura Manchega, teniendo lugar en el límite Plioceno inferior-superior (Fase Iberomanchega 1). Nuevos reajustes tectónicos de menor intensidad preceden a la instalación de La Raña (Iberomanchega 2).

Tanto en los Campos de Calatrava, como en la Llanura Manchega los materiales pertenecientes al Plioceno se encuentran suavemente deformados por ambas fases. En nuestra opinión dichas deformaciones están localmente relacionadas con la actividad volcánica: abombamiento y colapso de calderas, correlativos y subsiguientes a las erupciones.

3. GEOMORFOLOGÍA

El paisaje de Montes de Toledo está definido por un modelado de tipo apalachiano en el que alternan las sierras cuarcíticas de cumbres arrasadas, flancos de grandes pliegues de direcciones NO-SE, con los valles o vallonadas de tendencia planar excavados entre ellas. Estas zonas deprimidas pueden estar recubiertas por depósitos finiterciarios a cuaternarios (la Raña), o incluso anteriores, neógenos o paleógenos, por lo que GARCÍA ABAD y MARTÍN-SERRANO (1980) suponen que este modelado ha de ser pre-eoceno en sus rasgos principales. En el área de la Hoja nº735 (El Robledo), hemos distinguido tres unidades o áreas geomorfológicamente diferenciables: Las sierras cuarcíticas, la Depresión de El Robledo y las zonas degradadas de la Raña. Las diferencias orográficas entre estas zonas son función tanto de las diferencias litológicas del sustrato como de las distintas evoluciones morfogenéticas.

LAS SIERRAS CUARCÍTICAS

Un rasgo característico del paisaje de Montes de Toledo lo constituyen las sierras paleozoicas, constituidas fundamentalmente por crestones de cuarcita armoricana, de fuertes pendientes y cumbres de marcada isoaltitud. Las alineaciones paleozoicas que aparecen en la Hoja de El Robledo forman parte de los límites de la Depresión de El Robledo: Sierra del Gallego, al NE de la Hoja; estribaciones de la Sierra del Chorito, al norte; Sierra de La Celada, al NO; Sierra del Pedrizón, Sierra de Navajarra y Sierra de Navalaencina, que describen un arco de oeste a sur de la Hoja. Otros afloramientos paleozoicos forman relieves residuales de menor entidad dentro de la Depresión de El Robledo.

Las cumbres, efectivamente, muestran una marcada isoaltitud en torno a los 950-1000 m, e incluso se hallan retazos de una superficie de erosión en la Sierra del Gallego (1000-1005 m), al NE y sobre el Cerro Solanazo (950-969 m), que salvo desnivelaciones tectónicas, estaría suavemente inclinada hacia el sur (pendiente aproximada del dos por mil).

Los relieves cuarcíticos forman crestones con fuertes pendientes, superiores al 30% y frecuentemente sus laderas no están estabilizadas, sino recubiertas por formaciones con posible movilidad actual, las pedrizas.

LA DEPRESIÓN DE EL ROBLEDO

La Cuenca del Río Bullaque, afluente por la derecha del Río Guadiana, se encuentra compartimentada en cuatro cubetas que ocupan distintas depresiones estructurales (El Molinillo, Retuerta del Bullaque, El Robledo y Piedrabuena) separadas por relieves cuarcíticos en los que se abren los angostos umbrales que las comunican (REDONDO y MOLINA, 1980). La mitad oriental de la Hoja nº 735 cubre buena parte de la Depresión de El Robledo, desde la angostura norte del Bullaque entre Sierra Ventilla y la Sierra del Gallego, hasta casi su portillo sur por Casas del Río. Desde el punto de vista geomorfológico se pueden distinguir dos áreas diferentes que pertenecen a dos momentos evolutivos con primacía de procesos morfogenéticos distintos: una zona marginal de relieve más antiguo (finiterciario a Pleistoceno), ocupado por los abanicos de las rañas y que a gran escala supone el glacis del piedemonte que articulaba los inselbergs de las sierras paleozoicas con las zonas deprimidas de la cuenca y un área central, con una morfología típicamente fluvial, desarrollada durante el cuaternario.

Los abanicos aluviales de la Raña corresponden a dos-tres episodios de aluvionamiento que se encajan sucesivamente. La escasa disección de la red del Río Bullaque ha hecho que en conjunto conserven su morfología originaria, por lo que el paisaje situado por encima de la base de estos abanicos es ciertamente un paisaje fósil.

Como señala MARTÍN-SERRANO (1988a), las referencias a la existencia de varios niveles de materiales del tipo Raña son abundantes en toda la meseta. En el caso de una pequeña cuenca intramontana como la de El Robledo, donde el nivel de base local ha quedado colgado y los efectos del encajamiento de la red hidrográfica han quedado amortiguados, las secuencias de aluvionamiento no se traducen automáticamente en un escalonamiento en niveles, sino que son asimilables a un único elemento geomorfológico.

Los abanicos más antiguos del norte de la cuenca tienen sus cabeceras a cotas de 740-780 m y descienden hasta una superficie de cota 640-660 m en las áreas limítrofes a la depresión (posiblemente restos de rampas pliocenas) o hasta los 620 m en el mismo valle del Bullaque. Hacia el sur las cotas son menores, con cabeceras en torno a los 700 m y pies alrededor de 600-620 m en las vertientes del Río Bullaque. Las pendientes oscilan entre 3-8% en las cabeceras y 0-3% en las zonas distales. REDONDO y MOLINA (1980) atribuyen el mayor desarrollo y cota de cabecera de las rañas de las laderas meridionales al levantamiento regional (más acusado en el norte que en el sur) de Montes de Toledo, al final del Plioceno. Sin embargo, la superficie del nivel de cumbres de Montes de Toledo presenta menor pendiente (2 por mil) que el desnivel de las rañas (3-4 por mil), lo que regionalmente podría explicarse simplemente por la progresiva bajada del nivel de base del Guadiana y el mayor gradiente de los perfiles de equilibrio.

Los valles del Río Bullaque y del Río Alcobilla y sus afluentes por la derecha (Arroyo de los Pescados, Arroyo Grande y Arroyo del Guijo) presentan una morfología típicamente fluvial, con desarrollo de dos niveles de terrazas. La más alta de ellas se encuentra a +10 m y cubre una amplia extensión centro-oriental de la Hoja, en la confluencia del Bullaque con el Alcobilla. Tiene una pendiente hacia el sur del tres por mil, de forma que hacia el norte conecta con los abanicos de la Raña y posiblemente los llegue a cubrir en parte, mientras que hacia el sur se encaja 5-10 m bajo ellos. En la zona suroriental la conexión entre el paisaje de la Raña y el área de modelado fluvial se realiza mediante un sistema de abanicos aluviales apenas colgados sobre la llanura aluvial antigua de la terraza alta. En medio de este área fluvial destacan algunos inselbergs de materiales paleozoicos, como Cerro de las Morras, Casa de la Toledana, Palillos y los flancos del Sinclinal de Los Arenales.

Las terrazas bajas, que lógicamente se encuentran mejor desarrolladas hacia el sur, en el sentido del drenaje de la cuenca, forman un nivel a +5 m del perfil actual de la red y constituyen el último escalón antes de la llanura aluvial del fondo de valle de los ríos Bullaque y Alcobilla. El primero de ellos, el Río Bullaque, es el principal colector hacia el Guadiana en el área que cubre la Hoja. Tiene una dirección marcadamente norte-sur, transversal a las estructuras, posiblemente herencia del primitivo Bullaque neógeno que conectaba, a través de los mismos portillos que actualmente utiliza, las cuencas de Piedrabuena, El Robledo y tal vez la de Retuerta del Bullaque. Su curso es anastomosado, presentando multitud de brazos secundarios entrelazados. Sus afluentes por la derecha (Río Alcobilla, Arroyo de los Pescados, Arroyo Grande y Arroyo del Guijo), que discurren subsecuentemente sobre el paleozoico, están algo más encajados que los

de la vertiente oriental (Arroyo del Tamujar, Arroyo de Piedralá y Arroyo del Pozo Ureña), que discurren sobre las suaves superficies de las rañas. Las pendientes de los perfiles longitudinales del Bullaque y principales afluentes oscilan entre el 3 y el 4 por mil.

LAS ZONAS DEGRADADAS DE LA RAÑA

El margen oriental de la Hoja está drenado por afluentes de los ríos San Marcos y Valdehornos, que comunican con el Guadiana aguas abajo de la desembocadura del Bullaque y por ello presentan perfiles longitudinales de pendientes más acusadas, en torno al 12-14 por mil. Las cabeceras (Arroyo de la Nava, Arroyo de Valdehornillo, Arroyo de Chapiteles) han avanzado por erosión remontante, capturando las cabeceras de los valles que vertían al Bullaque. De esta forma los depósitos de la Raña han quedado aquí reducidos a mesas colgadas a cotas de 660 m, tanto al norte como al sur de la Hoja, aisladas por la disección de la red de drenaje que se encaja del orden de 40 m bajo ellas.

En estas áreas en las que el paisaje plio-pleistoceno se halla degradado por la dinámica fluvial, la denudación de los materiales de la Raña ha dejado al descubierto retazos de superficies de erosión con cotas 640-660 m y que deben corresponder a rampas pliocenas como las descritas por REDONDO y MOLINA (1980), aunque no se deduce claramente si los abanicos de la Raña se encajan en esta superficie, la fosilizan o si localmente pueden darse ambas circunstancias.

SÍNTESIS EVOLUTIVA DEL RELIEVE

Tras el levantamiento del edificio orogénico hercínico tiene lugar, fundamentalmente durante el Mesozoico, el labrado de una extensa morfoestructura peneplanizada, la "superficie fundamental de la Meseta" (SOLÉ, 1952) o "superficie inicial" (MARTÍN-SERRANO, 1988b). Esta superficie se corresponde con el nivel de cumbres de Montes de Toledo, que en esta vertiente meridional se inclina suavemente hacia el sur, hacia el Guadiana. El proceso de peneplanización tuvo lugar bajo condiciones climáticas tropicales húmedas, y estuvo acompañado por el avance en profundidad de un importante manto de alteración laterítico (MOLINA y BLANCO, 1980; MOLINA *et al.*, 1985). Este manto de alteración sería más penetrativo sobre las litologías esquistosas que sobre los tramos cuarcíticos (GARCÍA ABAD y MARTÍN-SERRANO, 1980).

Durante el Paleógeno inferior a medio según MOLINA *et al.* (1985), o con anterioridad al Eoceno (GARCÍA ABAD y MARTÍN-SERRANO, 1980), el cambio climático hacia condiciones más áridas y rexistásicas y la tectónica de bloques alpina produjo la denudación de los mantos de alteración, resultando un paisaje de afinidades apalachianas en el que las alternancias estructurales de capas duras y tramos esquistosos se refleja en el relieve de montes isla longitudinales de cumbres enrasadas separados por zonas deprimidas de perfiles planares. En este momento quedarían ya definidas las depresiones de Piedrabuena, El Robledo, Retuerta del Bullaque y El Molinillo. A los pies de estos relieves residuales se desarrollarían procesos de lavado y concentración de óxidos de hierro y epigénesis montmorillonítica. Con posterioridad, la red de drenaje que desaguaba hacia el sur y Campos de Calatrava a través de los portillos actualmente practicables, o directamente hacia la Cuenca Manchega, siguiendo las estructuras hercínicas, recubrió el fondo de las cubetas con depósitos detríticos finos.

En el Plioceno se desarrollan pedimentos que ensanchan los valles primitivos y posiblemente retocan los depósitos detríticos que ocupan los depocentros de las cuencas. Sobre estos pedimentos o rampas se forman costras carbonatadas.

Bajo un nuevo cambio climático (posiblemente en el Plioceno superior), esta vez hacia condiciones húmedas estacionales, se produjo la formación de los depósitos de Raña. Debido a un levantamiento tectónico que colgara el nivel de base de las cuencas o a la excesiva cantidad de aportes que imposibilitaría su evacuación de drenaje de las cuencas reduce su efectividad, acumulándose extensos aluvionamientos en forma de abanicos que se van encajando suavemente durante el Plio-Pleistoceno y cuya morfología apenas ha variado hasta hoy.

La captura del Bullaque por el Guadiana "atlántico" durante el Pleistoceno, a pesar de las limitaciones que el paso de los portillos de las barras de cuarcitas impone a la progresión de la erosión remontante, produjo el rejuvenecimiento de las zonas más deprimidas de las cubetas, instaurándose un sistema fluvial que desarrolla extensos aterrazamientos; conforme progresaba el encajamiento (a partir del portillo inferior de cada cubeta), las superficies de aluvionamiento se fueron restringiendo hacia el cauce actual del Río Bullaque y afluentes. Por contraposición, en las cuencas del San Marcos y del Valdehornos, que drenan libremente hacia el Guadiana sin la interposición de un nivel de base colgado, la erosión remontante produjo importantes disecciones en el paisaje plio-pleistoceno. También durante el Cuaternario, posiblemente en relación con etapas de glaciario, las laderas de las sierras experimentan la acumulación de brechas cuarcíticas (pedrizas) que localmente rejuvenecen pendientes que estaban estabilizadas desde el Plioceno.

4. PETROLOGÍA

4.1 PETROLOGÍA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS

Las muestras recolectadas están incluidas en materiales de edad Llandeilo. Son holocristalinas, de composición intermedia y con un grado de transformación secundaria variable. El tamaño de grano es medio generalmente, pero hay además texturas pegmatoides y otras de grano fino con algunos fenocristales.

Mineralógicamente se componen de clinopiroxeno, anfíbol y plagioclasa como constituyentes esenciales y biotita, opacos y apatito como accesorios; clorita y carbonatos son los minerales secundarios más importantes.

El clinopiroxeno es tipo augita, hipidiomorfo. Se transforma a anfíbol castaño (tipo hornblenda), mineral más tardío y que a veces crece blásticamente en grandes cristales. Esta hornblenda suele sufrir retromorfosis a anfíbol de la serie tremolita-actinolita y posteriormente puede haber sustitución por clorita.

La plagioclasa crece tabular, incluyendo a los máficos, está maclada polisintéticamente y sin zonar. Respecto a su composición es tipo oligoclasa. Sobre ella se asientan con preferencia los carbonatos secundarios.

Los opacos, primeros en el orden de cristalización son probablemente ilmenitas aunque hay también otros tardíos consecuencia de la desestabilización secundaria de los máficos.

Los apatitos son abundantes y de hábito prismático muy alargado. Hay además ocasionalmente biotita muy rojiza.

Las transformaciones secundarias se pueden describir en tres etapas. Una primera de anfibolitización (actinolita-tremolita) de los máficos y sericitación de plagioclasas. La segunda origina la cloritización de anfiboles principalmente y la última es una carbonatación que destruye parcialmente las características texturales y rellena cavidades en las cuales también se emplaza a veces sílice.

Intercalados o en contacto con las rocas descritas se encuentra además material encajante que parece haber sufrido transformaciones de contacto convirtiéndose en un conjunto sericítico mal orientado con clorita en forma de entramado sobre la anterior. Hay generalmente pequeños cuarzos dispersos y opacos, turmalina, circón y apatito accesorios.

4.2. METAMORFISMO

El metamorfismo que afecta a los materiales pre-ordovícicos es de grado muy bajo, empleando la terminología de WINKLER (1976), facies de laumontita-prehnita-cuarzo. Las condiciones máximas que sólo ocasionalmente llegan a alcanzarse son las de la neoformación de moscovita y de biotita muy incipiente.

En el Ordovícico y Silúrico las condiciones son aún de grado más bajo, a veces sólo han alcanzado un estadio próximo a los límites superiores de la diagénesis. El metamorfismo se reduce más a recristalización de micas blancas y orientaciones que a neoformación de minerales propiamente dicha.

En las pizarras del Ordovícico y de forma localizada puede aparecer cloritoide prismático tardío, pero su presencia se atribuye más a una composición favorable con alta relación de Fe/Mg en el sedimento que un aumento del grado de metamorfismo hacia condiciones algo más altas.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

-Tiempos Precámbricos (Precámbrico Superior)

Los materiales más antiguos que afloran en esta Hoja, correspondientes al autóctono de la parte sur de la Zona Centroibérica, son los del Grupo Domo Extremeño (Apartados 1.1. y 1.1.1.). Tienen gran espesor y están compuestos por pizarras, grauvacas y conglomerados alternantes, entre los que se intercalan potentes tramos desorganizados.

Estos materiales están afectados por una tectogénesis Cadomiense, regional, evidenciada por:

a) Las discordancias entre el Grupo Domo Extremeño y los Grupos Ibor y Valdelacasa, ÁLVAREZ NAVA *et al.* (1988), las mismas que entre el Alcudense inferior y el superior, BOUYX (1970),

ORTEGA y GONZÁLEZ LODERO (1983).

b) Una sedimentación de tipo "flysch" (Grupo Domo Extremeño) relacionada con depósitos sinorogénicos en un margen pasivo (cuenca de antepaís), QUESADA (1991). En el área de Villarta y Fontanarejo, la sedimentación de este grupo se realiza en ambientes de talud-cuenca con desarrollo de facies desorganizadas y turbiditas asociadas a abanicos submarinos, ubicándose las facies más distales hacia el NE.

c) El vulcanismo o plutonismo asociado en áreas equivalentes de la Zona Centroeibérica (sur de Salamanca) como la presencia de ortoneises prehercínicos en la Antiforma de Martinamor, GONZALO *et al.* (1975) o en la Antiforma de Castellanos, DÍEZ BALDA *et al.* (1992) etc.

Las discordancias locales, las facies existentes, la presencia de depósitos deslizados en masa (olistotromas) así como el basculamiento de bloques y el vulcanismo asociado se pueden explicar en el contexto de una tectónica extensional y en relación con fallas que pudieron tener componentes transcurrentes. Este episodio extensional habría seguido de cerca la fase Cadomiense de la Orogenia Panafriacana, VIDAL, *et al.* (in litt).

-Tiempos Preordovícicos (Vendiense Superior-Cámbrico Inferior)

Con posterioridad al plegamiento de los materiales del Grupo Domo Extremeño o Alcudiense inferior, habría una compartimentación del área por grandes fallas normales que controlarían la sedimentación de los Grupos Ibor y Valdelacasa (Alcudiense superior), ORTEGA *et al.* (1988). Estos movimientos se interpretan como relacionados con una tectónica de bloques, Mc DOUGALL *et al.* (1987). El Grupo Ibor, discordante sobre el Grupo Domo Extremeño, se deposita en un ambiente de plataforma mixta detrítico-carbonatada abierta hacia el E-NE. La sedimentación del Grupo Valdelacasa (discordante sobre los dos grupos anteriormente citados) comienza localmente con el depósito de megaturbiditas relacionadas con eventos sísmicos (Brecha de Navalpino o Nivel de Fuentes), continuando en un dominio talud-plataforma, sometido a numerosas oscilaciones del nivel del mar, que pasa a facies más someras de plataforma terrígena y carbonatada durante el Cámbrico inferior alto (Fms. Azorejo y Calizas de los Navalucillos).

La fase preordovícica (Sárdica) presenta evidencias en el área de estudio (ver cap. de tectónica) ya que además de la discordancia cartográfica entre el Ordovícico y su sustrato se observa un basculamiento generalizado hacia el NE que probablemente está limitado también por grandes fracturas subverticales. Recientemente se atribuye un carácter extensional a esta deformación en la que se generarían basculamientos y semigrabens ligados a fallas normales, que explicarían la distribución asimétrica de los materiales del Grupo Valdelacasa LÓPEZ DÍAZ (1992) así como la distribución irregular de los depósitos del Ordovícico inferior o sus cambios de potencia y facies MARTÍNEZ CATALÁN *et al.* (1992).

La ausencia de Cámbrico medio y superior debe atribuirse a la emersión y regresión que provoca dicha fase o etapa de deformación.

-Tiempos Ordovícicos, Silúricos y Devónicos

Sobre el irregular paleorrelieve generado por las deformaciones previas y erosión subsiguiente a la etapa de deformación preordovícica se produce la transgresión postcámbrica. GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (1990) agrupan los diversos episodios sedimentarios o megasecuencias que forman el Hiperciclo postcámbrico en la Zona Centrobérica, en dos grandes unidades: la primera que va desde el Ordovícico inferior al Carbonífero inferior y que incluye materiales preorogénicos y sinorogénicos tempranos y la segunda, que comprende el Carbonífero medio y superior con materiales postorogénicos.

La sedimentación de la primera de esas grandes unidades comienza con la Serie Púrpura (Hunneberg?-Arenig) y se realiza, como se ha visto, sobre un paleorrelieve controlado por la tectónica sárdica como lo demuestra la existencia de áreas sin sedimentación, con acuñamiento de la serie sobre el paleorrelieve (Sevilleja de la Jara, Herrera del Duque etc), las direcciones de corriente paralelas y transversales al mismo y las variaciones de espesor y facies.

En conjunto hay una elevación relativa del nivel del mar que produce una megasecuencia transgresiva con "onlapping" sobre el paleorrelieve y aumento de la profundidad.

De muro a techo se pasa de barras arenosas y microconglomeráticas más o menos litorales (Piedrabuena, Casas del Río, Puebla de D. Rodrigo, Castilbanco, Anchuras, Espinoso del Rey y Puente del Arzobispo) e incluso fluviales o costeras (Herrera del Duque, Villarta, El Robledo etc) a facies de plataforma marina somera próxima al nivel de base del oleaje de tempestad.

En los sectores donde faltan las Capas intermedias (Herrera del Duque, Sevilleja de la Jara etc), las Cuarzitas Armoricanas del Arenig yacen directamente sobre el Precámbrico mediante discordancia angular, sin embargo en las demás zonas la concordancia entre las dos series del Ordovícico inferior es total. La "discordancia Ibérica" de LOTZE (1956) tiene pues el significado de una disconformidad o ruptura sedimentaria.

Lo más destacable de la cuarcita (transgresiva) Armoricana es su gran extensión superficial que desborda los márgenes de sedimentación en megasecuencias "coarsening up", así como su paso hacia arriba a sedimentos de plataforma dominada por el oleaje. (alternancias de Pochico del Arenig-Llanvirn). La existencia y constancia de las facies está relacionada con el carácter transgresivo de la unida en el contexto de un margen de cuenca extensivo. Las facies arenosas corresponden a barras depositadas en una plataforma somera por acción de corrientes inducidas por las mareas, vientos y oleajes. Se forman pues relativamente cerca de la costa y se desplazan hacia el continente a medida que asciende el nivel del mar. Las megasecuencias "coarsening up" deben relacionarse con progradaciones de las zonas arenosas de la plataforma sobre zonas más internas en periodos de gran aporte siliciclástico quizá relacionado con disminuciones de la velocidad de ascenso relativo del nivel del mar. Este dispositivo supone una cierta heterocronía de la Cuarzita Armoricana y el diacronismo del límite entre esta y las Alternancias de Pochico que representarían emplazamientos más distales en los que el agente dominante de transporte y sedimentación son las tormentas.

En el Ordovícico medio y superior pueden reconocerse una serie de unidades tectosedimentarias definidas mediante ciclos "regresivos" o megasecuencias de somerización por avance y progradación de las áreas sublitorales arenosas sobre la plataforma lutítica. Comienzan con depósitos

de plataforma abierta y fondo anóxico evolucionando hacia facies arenosas sedimentadas por la acción de corrientes inducidas por las tormentas, que en el techo de las secuencias son más proximales con respecto a los campos de barras de mar somero de cuya destrucción proceden. El primer ciclo se desarrolla durante el Llanvirniense y Llandeilo inferior (Pizarras con "Nesseuretus" y Areniscas de los Rasos). El segundo tienen una edad Llandeilo inferior-superior a Caradoc inferior (Pizarras Guindo o Botella, Pizarras, areniscas micáceas y cuarcitas y cuarcitas Botella o Cantera). El tercero es más complejo y consta de dos subciclos: el inferior de edad Caradoc (tramo inferior de la Fm. Pizarras y "Pelitas con fragmentos") que consta de pizarras y alternancias pelítico-arenosas y el superior que se desarrolla durante el Caradoc superior-Ashgill inferior (también tramo inferior de la Fm. Pizarras y "Pelitas con fragmentos" pero que es la parte superior pizarrosa de las alternancias pelítico arenosas y la Caliza de Urbana en el área de Almadén. Este subciclo presenta ciertas peculiaridades al producirse un cambio importante en la sedimentación debido a la ralentización de los aportes terrígenos y desarrollo de una comunidad biológica capaz de fijar los carbonatos. En su techo se sitúa una importante disconformidad de edad intraashgillense (próxima al límite Ordovícico-Silúrico) que en algunas zonas se manifiesta como una discordancia erosiva (áreas sinclinales de Herrera del Duque, Castilblanco y Puebla de D. Rodrigo). El límite entre los ciclos (Unidades tectosedimentarias) citados es neto y la evolución de somerización paulatina lo que implica hundimientos de la cuenca o ascensos del nivel del mar relativamente rápidos.

Durante el Ordovícico medio superior existe actividad volcánica con emisión de productos básicos de composición basáltica que se intercalan en las facies más profundas; frecuentemente en la base de las secuencias (vulcanismos del Llanvirn inferior en las Hojas de Puebla de Don Rodrigo, Casas del Río y Villarta de los Montes y del Caradoc inferior en la de Ciudad Real y Villarta). Resulta sugestivo relacionar los ascensos relativos del nivel del mar con etapas de estimamiento cortical acompañadas de la salida de productos volcánicos basálticos fisurales.

La sedimentación continua durante el Ordovícico más superior (Ashgill superior), Silúrico, Devónico del área de Almadén, en ambientes de talud y plataforma abierta que evolucionarían a facies más someras, produciéndose en estos tiempos la mayor actividad volcánica prehercínica de la región. Se trata de un vulcanismo de carácter explosivo y composición basáltica que alcanza su máxima intensidad en el Silúrico y Devónico inferior. En el Devónico medio y superior continua la actividad de este vulcanismo sinsedimentario evolucionando hacia términos más alcalinos y ácidos.

La primera deformación hercínica tiene su manifestación en esta zona como una discontinuidad estratigráfica que da lugar a la laguna que afecta al Devónico medio. Esta fase, sin embargo, es generadora de estructuras en las zonas internas de la Cadena.

Regionalmente, se conoce la existencia de Carbonífero preorogénico (Dinantiense) en el Sinclinal de Guadalmez y postorogénico (Estefaniense). La edad de la fase principal de deformación hercínica, generadora de pliegues, esquistosidad y posiblemente fallas debe situarse entre el Dinantiense y el Westfaliense superior (ver 2.3.). Las estructuras originadas se ven modificadas por una segunda fase de deformación que en el área que nos ocupa consiste en una cizalla levógira que afecta discontinuamente a toda la zona. La edad de la misma no puede ser precisada. Posteriormente intruyen (regionalmente) los granitoides y tiene lugar la fracturación tardihercínica.

-La Etapa Alpina

La zona carece de registro sedimentario mesozoico, paleógeno y mioceno inferior-medio. Lo más probable es que durante estos tiempos la región estuviera dominada por los procesos erosivos, subsiguientes a las etapas de fracturación derivadas de la actuación de las fases alpinas (Castellana y Neocastellana) en las que jugó un importante papel la reactivación de los accidentes hercínicos y tardihercínicos.

Tras la orogenia hercínica y durante el Mesozoico, el área debió estar sometida a un continuado proceso de peneplanización del que es testigo el nivel de enrasamiento de los crestos cuarcíticos de las sierras (nivel de cumbres de Montes de Toledo). Retazos de esta superficie de erosión se conservan en el norte de la Hoja (Sierra del Gallego, cota 1000-1005 m) y en el sur (Cerro Solanazo, cotas 950-970 m), de las que se podría deducir una suave inclinación hacia el Río Guadiana. El arrasamiento de las estructuras hercínicas durante el Mesozoico fue acompañado (en tiempos precretácicos según MOLINA, 1980), de la progresión en profundidad de un manto de alteración química, laterítico, en condiciones de clima tropical (MOLINA y BLANCO, 1980; MOLINA *et al.*, 1985); GARCÍA ABAD y MARTÍN-SERRANO (1980) señalan el comportamiento selectivo de la meteorización, alcanzando los mayores espesores al actuar sobre los tramos esquistosos del sustrato.

La tectónica de bloques alpina produjo más tarde (Paleógeno medio según MOLINA *et al.*, 1985), bajo condiciones más áridas y reixistásicas, un rejuvenecimiento del relieve y el desmantelamiento de los mantos lateríticos, labrando un paisaje de montes islas de cumbres enrasadas (las sierras cuarcíticas), y pedimentos (sobre los tramos más esquistosos). Esta superficie paleógena, que en áreas más occidentales constituye un elemento fundamental del relieve (la Penillanura Cacerëña), no está representada en Montes de Toledo y de conservarse, habría que situarla por debajo de las corazas ferruginosas premiocenas o de los depósitos detríticos mio-pliocenos que rellenan las cuencas intramontanas, ya definidas para esta época. El proceso de labrado del paleorelieve paleógeno estaría ligado al avance de mantos de alteración de naturaleza montmorillonítica, bajo un clima de tipo tropical estacional, con desarrollo de dos zonas diferentes en función de la distancia a los inselbergs: Una zona de alteración y lavado a los pies de los inselbergs, donde se generarían las corazas ferruginosas y otra zona más baja y alejada de acumulación de iones y de sílice y de epigénesis montmorillonítica (MOLINA *et al.*, 1985).

Con posterioridad y en un momento indeterminado entre el Mioceno y el Plioceno inferior, se instaura un sistema fluvial (de abanicos aluviales en PILES *et al.*, 1989, pero en todo caso de alta moderadamente energético), que inicia la colmatación de las cuencas con depósitos detríticos arenoso-arcillosos y conglomeráticos. Este sistema drenaba hacia la Cuenca Manchega, posiblemente hacia el sur y sureste, conectando las cuencas (al menos las de El Robledo y Piedrabuena) a través de portillos abiertos en las barras de cuarcitas. El depósito en la Depresión de El Robledo de facies distales carbonatadas, correlacionables con las del sureste de la Cuenca de Piedrabuena y las de Campos de Calatrava, es dudosa; aunque REDONDO y MOLINA (1980) la deducen de los encostramientos calcáreos hacia el techo de las arenas y arcillas y las suponen posteriormente desmanteladas.

Al final del Neógeno, posiblemente durante el Plioceno superior (Villafranchense superior según Pérez González, 1979) una crisis climática húmeda o un nuevo reajuste tectónico en opinión de algunos (Pérez González 1981) o simplemente un proceso de captura continuado que da lugar a un cambio de nivel de bases importantes (Martín-Serrano, 1991) ocasiona el depósito de las rañas. Estas constituyen abanicos aluviales coalescentes bajo un clima relativamente húmedo que lleva asociado unos procesos de alteración similares a los descritos para el neógeno superior en otros lugares marginales del Macizo Hespérico, en concreto las denominadas series ocreas del borde occidental de la Cuenca del Duero (Martín-Serrano, 1989).

Los abanicos aluviales de la Raña se articulan en dos-tres episodios sucesivamente encajados según el Bullaque actual va capturando la red de drenaje.

Durante el resto del Cuaternario las condiciones climáticas evolucionan a más áridas (MOLINA *et al.*, 1985). Tras un nuevo episodio de formación de abanicos aluviales y depósitos de glaciares de cobertera, el drenaje del Río Bullaque a través de los portillos se hace más efectivo, predominando los procesos propios de la dinámica fluvial. Una extensa superficie de la Cuenca de El Robledo queda cubierta por depósitos de terraza fluvial, bajo la cual se encajan moderadamente un nuevo nivel de aterramiento y los aluvionamientos de los fondos de los valles actuales.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. MINERÍA

6.1.1 Fosfatos

Durante la realización de la cartografía geológica para el proyecto MAGNA, a inicios de los 80, se descubrieron indicios de fosfato sedimentario en series preordovícicas, que hicieron albergar la esperanza (dada la gran extensión cartográfica que ocupan estas series) de encontrar depósitos económicamente interesantes del citado mineral. A partir de ese momento se declaró una Reserva a favor del Estado denominada "Hespérica" que, abarcando los materiales anteordovícicos de la Zona Centroibérica, se extendía desde la frontera portuguesa (Salamanca-Cáceres) hasta el S de Ciudad Real (Valle del Alcudia) totalizando una superficie de más de 50.000 Km².

Las acumulaciones de fosfato sedimentario existentes en esta Hoja se encuentran situadas en el Anticlinal de Navalpino (ver tectónica). Desde el punto de vista sedimentario, el fosfato se deposita en la plataforma externa donde una vez removido y resedimentado da lugar a acumulaciones con posible interés económico. En la columna estratigráfica los yacimientos se localizan en la base del tramo superior de la Fm. limolitas y pizarras bandeadas de Pusa (4) y también, lo que es lo mismo, en la base de la subunidad 6 de GABALDÓN *et al.* (1987); a estos materiales se les ha asignado una edad Véndico-Cámbrico (ver capítulos 1.1.3.2., 1.1.3.3. y 1.1.3.5.).

En Fontanarejo el yacimiento consiste en dos cuerpos sedimentarios principales muy próximos entre sí y rellenando una incisión en la plataforma. La potencia del tramo fosfatado suele llegar a a veces a los 40 m. de microconglomerados masivos de fosfato, estimándose las reservas en esa zona superiores a los 8 millones de T de P₂O₅.

Una de las primeras diferencias desde un punto de vista minero de estas acumulaciones es su ganga silicea, cuando la mayoría de los yacimientos que se explotan la tienen carbonatada y el propio mineral que constituye la mena, es un Fluorapatito casi puro (poco o nada carbonatado) según se ha podido determinar por los estudios cristalográficos, difracción de rayos X y análisis puntuales realizados en el microscopio electrónico, cuando también la generalidad es que sea un Carbonato-fluorapatito (Fluorapatito con sustituciones de PO_4 por CO_3).

Ambas características condicionan el aprovechamiento de este mineral, ya que por un lado el proceso de concentración del mineral es lógicamente distinto del tradicional y por otro el tamaño de los cristales disminuye y la solubilidad del mineral es mayor cuanto mayor es la sustitución de PO_4 por CO_3 .

Los componentes de la exoganga, son cuarzo y mica como principales y sulfuros metálicos (pirita), y carbonatos (siderita) como accesorios, además también hay circón, turmalina, rutilo y algo de material carbonoso.

La endoganga está a su vez constituida por cuarzo, sericita, pirita y carbonatos, lo que hace muy difícil el superar por métodos de flotación concentraciones superiores al 33 % de contenido en P_2O_5 .

Existen variaciones en cuanto al contenido en P_2O_5 entre los dos cuerpos e incluso dentro de estos entre el material alterado y el inalterado, siendo el primero varios puntos superior al segundo. Los análisis químicos del todo-uno dan los siguientes resultados.

	Fontanarejo (inalterado)	Fontanarejo (alterado)
P_2O_5	20,22	22,65
Ca O	31,08	31,51
S_1O_2	29,30	30,59
Al_2O_3	4,02	5,12
Fe_2O_3	4,40	5,84
P.F.	3,06	2,66

Las alteraciones observadas corresponden principalmente a oxidación de la pirita, disolución total o parcial de carbonatos y disolución total o parcial de cantos blandos. En zonas próximas a fracturas el microconglomerado fosfatado está lavado alcanzando leyes superiores al 30% de contenido P_2O_5 e incluso llegando hasta el 37%.

Ensayos de flotación realizados con el todo-uno de Horcajo han proporcionado un concentrado del 32, 83% de ley, mientras que una simple clasificación granulométrica del mineral alterado de Fontanarejo alcanza, tras eliminar los finos (alto peso, baja ley), más del 25%.

Un estudio más avanzado (espirales) proporciona valores próximos al 28%.

Es importante resaltar la ausencia de Cd y As en el mineral.

Todos estos datos son, habida cuenta de la evolución en el tratamiento de minerales que permite aprovechar un todo-uno con leyes más bajas de las que venían siendo habituales hasta hace tres o cuatro años (23 al 38% de contenido en $P_2 O_5$ según NOTHOLT, 1980) altamente favorables en cuanto a la posible puesta en explotación de estos yacimientos, cuyo modelo pudo establecerse a partir de estudios sedimentológicos profundos.

6.2. CANTERAS

Desde el punto de vista de rocas de interés para la utilización industrial, existen pocas posibilidades.

Solamente las rocas cuarcíticas, pueden ser utilizadas para obras públicas. En relación con esto existe canteras, en canchales, abandonadas o de utilización intermitente.

Así mismo pueden tener uso industrial, como árido fino, las arenas del Terciario.

Otro tipo de material que podría tener una posible utilización serían los aluviones debido a la gran cantidad de cantos redondeados de diversos tamaños que podrían utilizarse como gravas para áridos de construcción y obras públicas.

6.3. HIDROGEOLOGÍA

El conjunto litológico que aflora en la Hoja, constituida fundamentalmente por pizarras, cuarcitas y areniscas, podemos considerarlo como materiales impermeables.

Sin embargo, dado el diaclasamiento y la tectonización que presentan, poseen una cierta permeabilidad, sin que se constituyan acuíferos de importancia ya que la evacuación del agua se hace principalmente por escorrentía.

En las zonas llanas recubiertas de materiales terciarios y cuaternarios que por su litología formarían acuíferos por porosidad, es en los que habría una mayor posibilidad de obtener caudales de alguna importancia, sin poder precisar las características de dicho acuífero, ya que está pobremente explotado mediante pozos, excavados manualmente, de poca profundidad.

7. BIBLIOGRAFÍA

- ÁLVAREZ NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J.L.; GIL TOJA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MONTESERÍN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M.V.; PICART, J.; ROBLES, R.; SANTA MARÍA, J.; y SOLE, F.J. (1988).- Unidades litoestratigráficas de los materiales Precámbrico-Cámbricos en la mitad suroccidental de la Zona Centro-ibérica. II Congr.Geol. de España SGE, Vol. 1, comunicaciones, pp. 19-22.
- ÁLVAREZ NAVA, H. y ROBLES CASAS, R. (1988).- Sobre la existencia de una esquistosidad pre-hercínica en la zona de Fuenteguinaldo-Pastores, SO de Salamanca (Zona Centroibérica). 2º Congreso Geológico de España, comunicaciones Vol. 2. Granada.
- ANCOCHEA, E. (1983).- Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid, 675 pp.
- APARICIO YAGUE, A. y GIL CID, M.D. (1972).- Hallazgo de Trilobites en el Cámbrico de los Montes-Isla de Toledo. Estudios Geol., vol. 28, pp. 105-109.
- BASTIDA, F. (1980).- Las estructuras de la primera fase de deformación herciana en la Zona Asturoccidental-leonesa (Costa Cantábrica, NW de España). Tesis Universidad de Oviedo, 276 p.
- BOUYX, E. (1970).- Contribution a l'etude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz). Mem. Inst. Geol. y Min. Esp. 1973. Madrid
- BRASIER, M.D.; PEREJON, A. y SAN JOSÉ, M.A. (1979).- Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain. Estudios Geológicos 35, 379-383.
- BRENCHLEY, D.; ROMANO, M. y GUTIÉRREZ, J.C. (1985).- Proximal and distal Hummocky Cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. Can. J. of Petrol. Geology (in litt).
- CALVET, F. y SALAS, R. (1987).- Estudios sedimentológicos de los carbonatos precámbricos de los anticlinales de Abenojar, Navalpino y Valdelacasa. Informe interno MAYASA.
- CALVET, F. y SALAS, R. (1988).- Tipos de plataformas carbonatadas del precámbrico terminal de la zona centro-ibérica. 2º Congreso Geológico de España. Comunicaciones 1 pp. 59-62.
- CAPOTE, R.; GUTIÉRREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971).- Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del E. de Cáceres. Bol. Geol. y Min., 82, 2, pp. 147-151.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNÁNDEZ CASALS, M.J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VEGAS, R. (1977).- The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif. Estudios Geológicos, 33 (4) pp.343-355.

- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950).- Noticia sobre una carta geológica do Buçaco de Nery Delgado. Com.Ser.Veol.Port. 28 pp.
- CRIMES, T.P. (1987).- Trace fossils and correlation of late Precambrian and early Cambrian strata. Geol.Mag. 124-2. pp. 97-119.
- DABRIO, C.J. (1988).- Columnas estratigráficas e informe sedimentológico sobre los materiales del Paleozoico inferior de la Hoja 685 (Los Yébenes). MAGNA Informe interno ITGE-ETS Ing. Minas. Madrid.
- DÍEZ BALDA, M.A. y FOURNIER VIÑAS, CH (1981).- Hallazgo de acritarcos en el Complejo esquisto-grauváquico al Sur de Salamanca. Acta Geol. Hisp. t 16-3 pp. 131-134.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1982).- Mapa Geológico del SE de la provincia de Salamanca a escala 1:200.000. Ed. por la Excm. Diputación Provincial.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1986).- El Complejo esquisto-grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca. Acta Salamanticensi, Ciencias, 52. Edic. Univ. Salamanca. 162 pp.
- DÍEZ BALDA, M.A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990).- Autochthonous Sequences-Structure Central-Iberian Zone; in: Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer Verlag.
- DÍEZ BALDA, M.A.; AYARZA, P. y MARTÍNEZ CATALÁN (1992).- El cizallamiento dúctil subhorizontal de la segunda fase hercínica al sur de Salamanca: Engrosamiento y colapso extensional. III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Simposios Tomo 2, 365-374.
- ESPEJO, R. (1978).- Estudio del perfil edáfico y caracterización de las superficies tipo raña del sector Cañamero-Horcajo de los Montes. Tesis doctoral. E.T.S. Ingenieros Agrónomos. 469 pp.
- GABALDÓN, V. y HERNÁNDEZ-URROZ, J. (1989).- Los fosfatos del Precámbrico-Cámbrico de la Zona Centro-IBérica, un modelo de yacimiento de origen sedimentario. XII Congr. Español de Sedim. Simposios y conferencias. 283-297.
- GABALDÓN, V.; HERNÁNDEZ, J.; LORENZO, S.; PICART, J.; SANTAMARÍA, J. y SOLE, F.J. (1987).- Sedimentary facies and stratigraphy of Precambrian-Cambrian phosphorites on the Valdelacasa anticline, Central Iberian Zone, Spain. Phosplate deposits of the World, vol. 2, 422-428. Cambridge University Press.
- GARCÍA ABAD, F.J. y MARTÍN-SERRANO, A. (1980).- Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos en el Macizo Hespérico (Meseta Central Española). Estudios geol., nº 36, pp. 391-401.
- GIL CID, M.D. (1970).- Contribución al estudio de la fauna del Ordovícico de los Montes de Toledo (Trilobites). Estudios Geol., vol. 26, pp. 285-295.

- GIL CID, M.D. (1971).- Nota sobre algunos Calymenaceos (Trilobites) del Ordovícico de los Montes de Toledo. Estudios Geol., vol. 27, pp. 311-316.
- GIL CID, M.D. (1972).- Sobre los Phacopina del Ordovícico de los Montes de Toledo. Estudios Geol., vol. 28, pp. 143-153.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1916).- Bosquejo geográfico-geológico de los Montes de Toledo. Trab. del Mus. Nac. Cien. Nat. (Serie Geol.) 15, pp. 5-74.
- GONZALO, F.J.; SAAVEDRA, J.; GARCÍA, A.; PELLITERO, E.; ARRIBAS, A. RODRÍGUEZ, S. (1975).- Las rocas graníticas de la antiforma de Martinamor (Salamanca, España Central). II Reunión de Gest. Econom. Argentina IV, 227-246.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971).- Observaciones sobre la estratigrafía y tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del E. de Cáceres. Estudios Geol., vol. 27, pp. 177-180.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; RABANO, I.; PRIETO, M. y MARTÍN, J. (1984).- Estudio bioestratigráfico del Llanvirn Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la zona Centroibérica (España). Cuad. Geol.Ibérico 9 pp. 287-319.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; SAN JOSÉ, M.A. y PIEREN, A.P. (1990).- Post-Cambrian Paleozoic Stratigraphy. In Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer, R.D. y Martínez García, E. (eds.). Springer-Verlag, 161-171.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1949).- Las Rañas de las sierras centrales de Extremadura. Comptes Rendu du XVIe Congrès International de Géographie, Lisbonne, pp. 87-
- HERRANZ, P.; SAN JOSÉ, M.A. y VILAS, L. (1977).- Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo y el Valle del Matachel. Estud. Geol. 33 (49) pp. 327-342.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y NABAIS CONDE, L.E. (1972).- Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1:1.000.000. Memoria Explicativa, 113 pp. (I.G.M.E.).
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L.S. (1972).- Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares E: 1/1.000.000, IGME.
- LIÑAN, E. y PALACIOS, T. (1987).- Asociaciones de pistas fósiles y microorganismos de pared orgánica del Proterozoico, en las facies esquistos-grauváquicas del N de Cáceres. Consecuencias regionales. Bol.Real.Soc.Esp.Hist.Nat. (Geol.) 82 (1.-4) pp. 211-232.
- LÓPEZ DÍAZ, F. (1992).- Evolución Estructural de la Antiforma de Navalpino (Zona Centroibérica). Tesis Doctoral, 144 p. Universidad de Oviedo (inédita).
- LÓPEZ DÍAZ, F. (1993).- La estructura del Anticlinal de Navalpino (Zona Centroibérica). Revista de la Sociedad Geológica de España, 6 (3-4), pp. 145-163.

- LÓPEZ DÍAZ, F. (1994).- Estratigrafía de los materiales anteordovícicos del Anticlinal de Navalpino (Zona Centroibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 7 (1-2), pp. 31-45.
- LOTZE, F. (1945).- Zur gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. *Geol. Forschg.*, 6, 78-92.
- LOTZE, F. (1956).- El Precámbrico en España. Trad. de J. GÓMEZ de LLARENA. *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.* 60 pp. 227-240.
- LOTZE, F. (1958).- Zur Stratigraphie des spanischen Kambriums Geologie. *Not. y Com. IGME*, vol. 61, pp. 131-164. Trad. J.G. Llarena.
- LOTZE, F. (1961).- El Cámbrico en España. *Mem.Inst.Geol.Min.España* 75, 256 pp. Madrid 1970.
- McDOUGALL BRENCHLEY, P.J; REBELO, A. y ROMANO, M. (1987).- Fans and fan deltas-precursors to the Armorican Quartzite (Ordovician) in western Iberia. *Geol. Mag.* 124, 347-359.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1974).- Estudio geotectónico del Paleozoico inferior en los Montes de Toledo sur-orientales (Urda-Fuente el Fresno). Tesis Doctoral. Facultad de Geología. Universidad Complutense de Madrid.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988a).- Sobre la posición de la raña en el contexto morfodinámico de la Meseta. Planteamientos antiguos y tendencias actuales. *Bol. Geol. y Minero*, T. XCIX-VI, pp. 855-870.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988b).- El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico. Tesis doctoral U.C.M. Inst. Estudios Zamoranos "Florián de Ocampo" (CSIC) Diputación de Zamora. 311 pp.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1989).- Caracterización, Rango, Significado y Correlación de las Series Ogres del Borde Occidental de la Cuenca del Duero. *Studia Geologica Salmanticensia*, Vol. Esp. nº5, pp. 239-252.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1991).- 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, (3-4), 337-351.
- MARTÍN-SERRANO, A. y NOZAL, F. (1989).- Mapa Geológico de España 1:50.000. 2ª serie MAGNA. Memoria explicativa de la Hoja nº 710 (Retuerta del Bullaque). I.T.G.E., 39 pp.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; HACAR, M.; VILLAR ALONSO, P.; PÉREZ-ESTAUN, A. y GÓNZALEZ LODEIRO, F. (1992).- Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonesa and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain. *Geologische Rundschaу* 81/2, 545-560. Stuttgart.

- McPHERSON, J.G.; SHANMUGAM, G. y MOIOLA, R.J. (1987).- Fan deltas and braid deltas: Varieties of coarse-grained deltas. *Geol.Soc.Am.Bull.* 99 pp. 331-340.
- MOLINA, E. (1975).- Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario*, nº3, 106 pp.
- MOLINA, E. y BLANCO, J.A. (1980).- Quelques précisions sur l'altération du Massif Hercynien espagnol. *C.R. Acad. Sci. Paris*, nº290, pp. 1293-1296.
- MOLINA, E., BLANCO, J.A., PELLITERO, E., CANTANO, M. y JORDA, J. (1985).- Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector castellano-extremeño. *Studia Geologica Salmanticensia*, nº20, pp. 115-126.
- MONTESERÍN LÓPEZ, V. y PÉREZ ROJAS, A. (1987).- Mapa Geológico de España E. 1:50.000. 2ª Serie Hoja nº 652 Jaraicejo. IGME.
- MORENO, F. (1974).- Las formaciones Anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa. *Bol.Geol.Min.* T 85-4 pp. 396-400.
- MORENO, F. (1975).- Olistostromas, fanglomerados y "slumpfolds". Distribución de facies en las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el Anticlinal de Valdelacasa (Provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real). *Estudios Geológicos* 31, pp. 249-260.
- MORENO, F. (1977).- Estudio Geológico de los Montes de Toledo Occidentales. Tesis Univ. de Madrid, 186 p.
- MORENO SERRANO, F.; VEGAS, R. y MARCOS, A. (1976).- La edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia "Sárdica" en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España). *Brev.Geol.Astur*, 20, 1. pp. 8-16.
- MUÑOZ, J. (1976).- Los Montes de Toledo. Tesis doctoral. Depto. de Geogr. de la Univ. de Oviedo. Inst. de Geogr. Juan Sebastián Elcano (CSIC). 500 pp.
- MUÑOZ, J. y ASENSIO, I. (1975).- Los depósitos de raña en el borde noroccidental de los Montes de Toledo. *Est. Geogr.*, nº36, pp. 779-806.
- MUTTI, E. (1985).- Turbidite system and relations to depositional sequences in: Provenance of arenites (Zuffa editors) NATD ASI Series. Serie C. Mathematical and Physical sciences. Vol. 158 pp. 65-93.
- NOZAL MARTÍN, F. (1985).- Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. 2ª Serie Hoja nº 681 Castañar de Ibor. IGME.
- NOZAL MARTÍN, F.; GARCÍA CASQUERO, J.L. y PICART BOIRA, J. (1988).- Discordancia Intraprecámbrica y series sedimentarias en el sector sur-oriental de los Montes de Toledo. *Bol.Geol.Min.* T 94-4 pp. 473-489.

- NOZAL MARTÍN, F. y ROBLES CASAS, R. (1988).- Series y correlación de los materiales anteordovícicos en los Montes de Toledo y el Sur de Salamanca. II Congr.Gol. España, SGE, Granada, pp. 139-143.
- NOZAL MARTÍN, F. y MARTÍN-SERRANO, A. (1989).- Mapa geológico de España. E. 1:50.000. 2ª Serie. Hoja nº 709. Anchuras I.G.M.E. Madrid.
- OLIVE DAVO, A.; MONTESERÍN LÓPEZ, F. y ANDONAEGUI MORENO, P. (1989).- Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª Serie Hoja nº 654. El Puente del arzobispo. I.G.M.E.
- ORTEGA, E. y GONZÁLEZ LODERO, F. (1983 publicado 1986).- La discordancia intra-alcudiense en el Dominio Meridional de la Zona Centroibérica. Brev.Geol. Astúrica 3-4. pp. 27-32.
- ORTEGA GIRONES, E.; HERNÁNDEZ URROZ, J. y GONZÁLEZ LODERO, F.(1988).- Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales anteordovícicos en la parte suroriental del autóctono de la Zona Centroibérica. 2º Congreso Geológico de España. Simposio sobre Cinturones orogénicos. Granada pp. 85-89.
- PALACIOS, T. (1989).- Microfósiles de pared orgánica del Proterozoico Superior (Región Central de la Península Ibérica). Mem. Museo de Paleont. Universidad de Zaragoza.
- PALACIOS, T. y VIDAL, G. (in litt).- Lower Cambrian acritarchs from northern Spain-The Precambrian-Cambrian boundary and biostratigraphic implications.
- PARDO ALONSO, M.V. y SANTAMARÍA CASANOVAS, J. (1992).- El Precámbrico del anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, Zona Centroibérica). Un "puzzle" en vías de resolución. 3º Congreso Geológico de España. Actas de las sesiones científicas. Tomo 1 pp. 175-179. Salamanca.
- PARGA, J.R. (1969).- Sistemas de fracturas tardihercénicas del Macizo Hespérico. Trab. del Lab.Geol. de Laxe 37 pp.1-15.
- PARGA, J.R. y VEGAS, R. (1972).- Problems and discussion on Precambrian Series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula). Geol. Rundschau, 61, 1, pp. 44-68.
- PERCONIG, E; VÁZQUEZ, F; VELANDO, F. y LEYVA, F. (1983).- Sobre el descubrimiento de fosfatos sedimentarios en el Precámbrico Superior de España. Bol.Geol.Min. 114-3 pp. 187-207.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1979).- El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario; (C.S.I.C.); 9; 23-36; Madrid.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1981).- Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo. Tesis Doct. Uni. Complut. Madrid. pp. 1-787.

- PICART, J. (1988).- Facies e interpretación de los yacimientos fosfatados del Cámbrico inferior de Fontanarejo, Zona Centro-Ibérica (Ciudad Real). 2º Congreso Español de Geol. Comunicaciones vol. I. pp. 157-160.
- PIEREN PIDAL, A. y NOZAL MARTÍN, F. (1989).- Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª Serie. Hoja num. 756 Herrera del Duque. IGME.
- PILES MATEO, E.; ANCOCHEA SOTO, E.; OLIVE DAVO, A. y PORTERO GARCÍA, J.M. (1989).- Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª Serie. Hoja nº 758 Casas del Rio. IGME.
- PILES MATEO, E. y NOZAL MARTÍN, F. (1989).- Mapa Geológico de España. E 1:50.000 2ª Serie. Hoja nº 733 Castilblanco. IGME.
- PINEDA VELASCO, A. (1989).- Mapa Geológico de España. E 1:50.000 2ª Serie. Hoja nº 757 la Puebla de D. Rodrigo. IGME.
- PORTERO, J.M. y DABRIO, C. (1988).- Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo meridionales y Campo de Calatrava. 2º Congreso Geológico de España. Granada.
- PORTERO, J.M.; RAMÍREZ, J.I. y ANCOCHEA, E. (1989).- Mapa Geológico de España E 1: 50.000 2ª Serie. Hoja nº 759 Piedrabuena. I.G.M.E.
- PORTERO, J.M.; RAMÍREZ MERINO, J.I.; ANCOCHEA, E. (1985).- Mapa Geológico de España 1:50.000. 2ª serie MAGNA. Memoria explicativa de la Hoja nº760 (Daimiel). IGME.
- PORTERO, J.M.; RAMÍREZ MERINO, J.I.; ANCOCHEA, E. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1985).- Mapa Geológico de España 1:50.000. 2ª serie MAGNA. Memoria explicativa de la Hoja nº784 (Ciudad Real). IGME.
- QUESADA, C. (1991).- Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185 pp. 225-245.
- RAMÍREZ RAMÍREZ, E. (1955).- El límite Cámbrico-Silúrico en el borde noroccidental de los Montes de Toledo. *Not. y Com. del IGME*, vol. 40, pp. 53-87.
- RAMSAY, J.G. (1967).- *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill book Co. 568 pp.
- RANSWEILLER, M. (1968).- "Stratigraphic und tektonik der Extremadura im Bereich der orte Herrera del Duque, Helechosa und Villarta de los Montes (Spanien)". *Diss. Math Natur Univ. de Munster* pp. 1-100.
- REDONDO, E. y MOLINA, E. (1980).- Bosquejo Morfológico de la cuenca del Río Bullaque (Ciudad Real). *Boletín Geológico y Minero*, T. XCI-III, pp. 472-480.

- ROBARDET, M.; VEGAS, R. y PARIS, F. (1980).- "El techo del Ordovícico en el Centro de la Península Ibérica". Estudios Geológicos 16 pp. 103.121.
- ROBLES CASAS, R. y ÁLVAREZ-NAVA, H. (1988).- Los materiales precámbrico-cámbricos del Domo de las Hurdes: Existencia de tres series sedimentarias separadas por discordancias, SO de Salamanca (Zona Centroibérica). 2º Congreso Geológico de España, comunicaciones Vol. 1.
- RODRÍGUEZ ALONSO (1985).- El Complejo esquisto-grauváquico y el Paleozoico en el Centro-Oeste español. Ediciones Universidad de Salamanca.
- ROIZ, J.M. (1979).- La estructura y la sedimentación herciniana, en especial el Precámbrico superior, en la región de Ciudad Real-Puertollano. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid, 254 pp.
- SAN JOSÉ, M.A. (1970).- Síntesis 1ª edición Memoria de la Hoja nº 53 (Toledo), (3-21). Mapa Geológico de España, Escala 1:200.000.
- SAN JOSÉ, M.A. (1980).- "Estudio estratigráfico de los materiales preordovícicos del Anticlinal de Navalpino (Provincias de Ciudad Real y Badajoz). Memoria final Beca Fundación Juan March. Madrid. pp 1-154 (inédito).
- SAN JOSÉ, M.A. (1983).- El Complejo sedimentario pelítico grauváquico. Libro Jubilar J.M. Rios. I.G.M.E. pp. 91-100.
- SAN JOSÉ, M.A. (1984).- "Los materiales anteordovícicos del Anticlinal de Navalpino (Badajoz y C. Real, España Central)". Cuadernos de Geología Ibérica nº 9. pp. 81-117.
- SAN JOSÉ, M.A.; PELAEZ, J.R.; VILAS, L. y HERRANZ, P. (1974).- las series ordovícicas y preordovícicas del Sector Central de Toledo. Bol.Inst.Geol.Min. 85 pp. 21-31.
- SAN JOSÉ, M.A.; PIEREN, A.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; VILAS, L.; HERRANZ, P.; PELAEZ, J.R. y PEREJON, A (1990).- Autochthonous Sequences Ante-Ordovician Stratigraphy in Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag.
- SANTAMARÍA, J. (1988).- Facies y asociaciones de facies de los fosforitas de Robledo del mazo (Precámbrico-Cámbrico de los Montes de Toledo). II Congr. Español de Geol. comunicaciones vol. I, 205-208.
- SANTAMARÍA, J.; PICART, J. y SOLE, F.J. (1987a,b).- Abst. VIII European Regional Meeting. IAS. Tunis.
- SAUPE, F. (1971).- La serie Ordovicienne et Silurienne d'Almadén (prov. C. Real, Espagne). Point des connaissances actuelles. Mem. B.R.G.M., 73, pp. 355-365.

- SAUPE, F. (1973).- "La geologie du gisement de mercure de'almadén". Sciences de la Terre. mem. n° 29 pp. 1-342.
- SEPKOSKI, J.J. jr. (1978).- A kinetic model of Phanerozoic taxonomic diversity. I. Analysis of marine orders. paleobiology 4 (3) pag. 223-251.
- SOLÉ, L. (1952).- Geografía de España y Portugal. Geografía Física. Tomo I. Ed. Montaner y Simón. 497 pp.
- TAMAIN, F. (1972).- "Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne)". These Univ. Paris, Sud (Orsay) 3. pp. 1-870.
- TAMAIN, G. (1975).- El Alcudiense y la orogénesis Cadomiense en el sur de la Meseta Ibérica (España). T. I Centenario Real Soc. Esp. Hist. Nat., 1, pp. 437-464.
- TEIXEIRA, C. (1944).- Notas sobre geología de Portugal: O Complexo xisto-grauváquico ante-ordeviciano. Lisboa 48 p.
- TEIXEIRA, C. (1955).- Notas sobre a geologia de Portugal. O complexo xisto-grauváquico ante-ordeviciano. Ed.: autor. Emp. Lit. Flumiense, Lisboa. 50 pp.
- VAN WAGONER, J.C.; POSAMENTIER, H.W.,; MITCHUM, R.M.; VOIL, P.R.; SARG, J.F.; LUOTUT, T.S. y HANDERBOL, J. (1988).- An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. S:E:M:P: Spec, Pub. 42 pp. 39-45.
- VEGAS, R.; ROIZ, J.M. y MORENO, F. (1977).- Significado del Complejo esquisto-grauváquico en relación con otras series "Pre-Arenig" de España Central. Studia Geológica 12. pp. 207-215. Salamanca.
- VEGAS, R. y ROIZ, J.M. (1979).- La continuación hacia el E. de la estructura hercínica de las regiones de las Villuercas, Guadalupe y Almadén (zona Luso-Oriental-Alcudiana. Tecniterrae, 28, pp. 1-5.
- VIDAL BOX, C. (1944).- La edad de la superficie de erosión de Toledo y el problema de sus Montes-Isclas. Las Ciencias, n° 9, pp. 82-111.
- VIDAL, G.; PALACIOS, T.; GAMEZ, J.A.; DIEZ BALDA, M.A. y GRANT, S:W:F: (in litt).- "Neoproterozoic of Spain-new concepts". Geological Magazine.
- VIDAL, G.; JENSEN y PALACIOS, T. (1994).- Geol. Mag. 131 pp 1-11
- VOLKOVA, N.L. (1969).- Acrirarchs of Precambrian and lower Cambrian deposits of Estonia. Acad. Sci. U.S.S.R. Geol. Inst. Nauka, 188 pp. 8-36.
- WALTER, R. (1977).- Zwei geologische Traversen durch die südliche Iberische Meseta, Spanien. Münsters. Forsch. Z. Geol. u. Paläont., 42, pp. 1-55.

- WEGGEN, K. (1955).- Stratigraphie und Tektonik der südlichen Montes de Toledo (Spanien). Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Münster. 103 pp.
- WINKLER, H.G. (1976).- Petrogenesis of metamorphic rocks. 4th edition, Springer Verlag. New York. 334 pp.
- WOODCOCK, N.H. and FISCHER, M. (1986).- Strike-slip duplexes. Journal Structural Geology 8, 7. pp. 725-735.



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN
Y CIENCIA

ISBN 978-84-7840-733-0



9 788478 407330