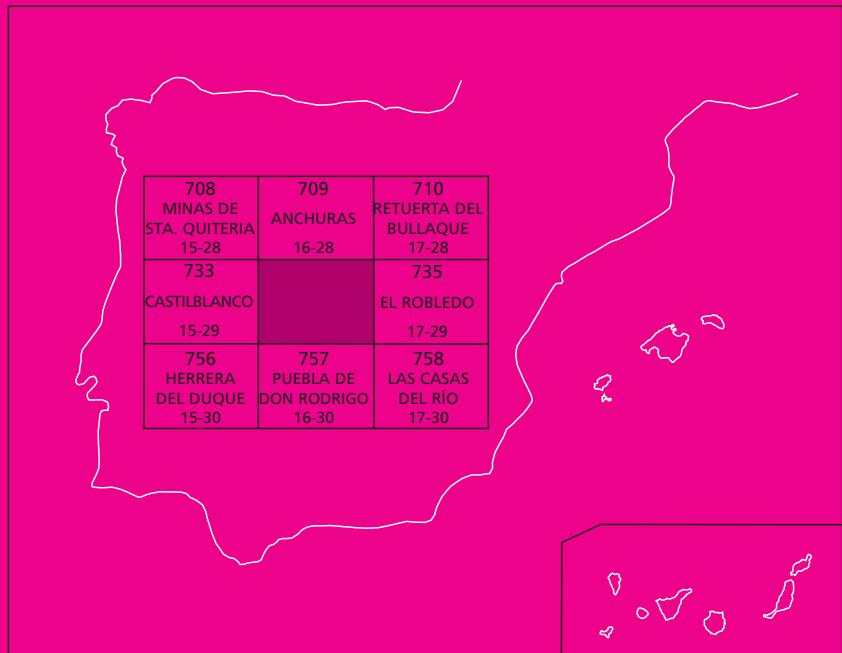




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Prámera edición



VILLARTA DE LOS MONTES

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

734 (16-29)

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

VILLARTA DE LOS MONTES

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. 1378-2008

ISBN: 978- 84-7840-732-3

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

Frascisco 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

Victorio Monteserín López (IGME)
Francisco J. 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^a 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 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 Extremoño (Alcudiente inferior).....	12
1.1.1.1. Facies organizadas de pizarras y grauvacas (2).....	12
1.1.1.2. Facies desorganizadas (3).....	13
1.1.1.3. Conglomerados (4) Torrecillas.....	13
1.1.2. Grupo Ibor.....	14
1.1.2.1. Conglomerados (5) Ermita de la Antigua.....	14
1.1.2.2. Lutitas y areniscas (6) Parrales-Valdehornos.....	14
1.1.2.3. Conglomerados (7) Torilejo.....	16
1.1.2.4. Calizas de Villarta (8).....	17
1.1.2.5. Sedimentología del Grupo Ibor en el Anticinal de Navalpino.....	17
1.1.3. Grupo Valdelacasa.....	19
1.1.3.1. Brecha de Navalpino (9). Nivel de Fuentes.....	19
1.1.3.2. Limolitas y pizarras bandeadas (10). Pusa.....	19
1.1.3.3. Paraconglomerados, conglomerados y areniscas microconglomeráticas (11).....	21
1.1.3.4. Areniscas, cuarcitas y pizarras (12). Azorejo. Cámbrico inferior.....	22
1.1.4. Edad. El límite Precámbrico-Cámbrico. Correlaciones.....	23
1.2. ORDOVÍCICO.....	25
1.2.1. Problemática de las series del Ordovícico inferior en los Montes de Toledo, Cronoestratigrafía.....	26
1.2.2. Conglomerado basal y areniscas microconglomeráticas (13). Ordovícico inferior.....	27
1.2.3. Areniscas, cuarcitas y limolitas (14). Serie Púrpura. Capas Intermedias. Ordovícico inferior.....	28
1.2.4. Ortocuarcita. Cuarcita Armoricana (15). Arenig.....	31
1.2.5. Alternancia de cuarcitas y pizarras (16). Alternancias de Pochico. Arenig-Llanvirn.....	32
1.2.6. Pizarras con Neseuretus (17). Llanvirn- Llandeilo.....	33
1.2.7. Sills subvolcánicos (18). Llanvirn-Llandeilo.....	35
1.2.8. Cuarcitas y areniscas pardas (19). Cuarcitas Botella o de Canteras. Llandeilo superior-Caradoc inferior.....	36
1.2.9. Pizarras y "Pelitas con fragmentos" (20). Pizarras intermedias o de Cantera más Pelitas con fragmentos. Caradoc-Llandovery inferior.....	37
1.2.10. Sills subvolcánicos (21).....	38
1.3. SILÚRICO.....	38
1.3.1. Cuarcitas claras (22). Cuarcitas del Criadero. Silúrico inferior (Llandovery)....	39
1.3.2. Pizarras negras ampelíticas (23). Silúrico. Llandovery superior.....	39
1.3.3. Sills subvolcánicos (24).....	40

1.4. TERCIARIO.....	40
1.4.1. Arcillas arenosas y conglomerados (25). Mioceno-Plioceno.....	40
1.4.2. Rañas. Coluviones (26) y abanicos aluviales (27).	
Plioceno Superior.....	41
1.5. CUATERNARIO.....	42
1.5.1 Terrazas: bloques, gravas y arcillas (28) Pleistoceno.....	42
1.5.2. Conos de deyección: cantos, gravas y limos (29). Holoceno.....	42
1.5.3. Derrubios de ladera; coluviones y pedrizas de cantos cuarcíticos (30) Holoceno.....	42
1.5.4. Lacustre, eluvial: limos (31). Holoceno.....	43
1.5.5. Terrazas, gravas, arenas y limos (32); aluvial, fondo de valle, conglomerados, gravas, arenas y limos (33). Holoceno.....	43
2. TECTÓNICA.....	44
2.1. DEFORMACIÓN INTRAPRECÁMBRICA (D_p).....	44
2.2. DEFORMACIÓN CADOMIENSE (D_c).....	45
2.3. DEFORMACIÓN SÁRDICA (D_s).....	46
2.4. DEFORMACIONES HERCÍNICAS.....	47
2.4.1. Primera deformación hercínica.....	47
2.4.2. Segunda deformación hercínica (D_2):.....	49
2.5. ESTRUCTURAS TARDÍAS	50
2.6. CRONOLOGÍA DE LAS DEFORMACIONES HERCÍNICAS.....	51
2.7. TECTÓNICA ALPINA Y POSTALPINA.....	52
3. GEOMORFOLOGÍA.....	52
3.1. LAS SIERRAS CUARCÍTICAS Y ALTAS SUPERFICIES.....	53
3.2. DEPRESIÓN DE NAVALONGUILA.....	53
3.3. LAS DEPRESIONES DE ARROYO BOHONAL, GUADIANA Y ARROYO VALTRIGUERO.	53
3.4. PLATAFORMAS Y ZONAS DEGRADADAS DE LAS RAÑAS.....	54
3.5. EVOLUCIÓN DEL RELIEVE.....	54
4. PETROLOGÍA.....	55
4.1. PETROLOGÍA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS.....	55
4.2. METAMORFISMO.....	56
4.3. DIQUES DE CUARZO.....	57
5. HISTORIA GEOLÓGICA.....	57
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	62
6.1 MINERÍA.....	62
6.2. CANTERAS.....	62
6.3. HIDROGEOLOGÍA.....	63
7. BIBLIOGRAFÍA.....	63

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Villarta de los Montes, número 734 del M.T.N., E 1:50.000 se encuentra situada entre las provincias de Ciudad Real y Badajoz. Está limitada por los paralelos 39°10'04,7" - 39°20'04,7" de latitud Norte, y por los meridianos 4°51'10,7"- 4°31'10,7" longitud Oeste, referidos al meridiano de Greenwich.

Comprende los términos municipales de Alcoba, Fontanarejo, Arroba, Puebla de Don Rodrigo, Navalpino y Horcajo en la provincia de Ciudad Real, y de Helochoza y Villarta de los Montes, en la de Badajoz.

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

Morfológicamente el relieve de la Hoja es bastante accidentado con abundantes sierras cuarcíticas presentes en todo el ámbito de la zona con cotas entre los 750 y los 932 m. (Alto de Castellón). Las cotas más bajas sobre los 500 m corresponden al Rio Guadiana y su red fluvial: Rio San Marcos, Arroyo de Tamujos, Rio Valdehornos y Arroyos de Bohonal y de Horcajo.

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 en el sur de la Zona Luso-Oriental-Alcudiana de LOTZE (1945b) o también el centro-sur de la Zona Centroibérica de JULIVERT *et al.* (1973) modificada de la anterior, según la distribución paleogeográfica establecida por los citados autores para los materiales precámbricos-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 Vendiense Superior. Sobre este conjunto de materiales precámbricos están las formaciones del Cámbrico, Ordovícico, Silúrico y ocasionalmente Devónico, de naturaleza principalmente detrítica y 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 fluvial.

Los primeros reconocimientos geológicos de el área de estudio y regionales 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 los que llaman "fauna primordial" correspondiente al Cámbrico.

EGOZQUE y MALLADA (19876) 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 LOTZTE (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 cámbicas 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.

RANSWEILER (1967) realiza un mapa geológico de Extremadura oriental que es posteriormente aprovechado para el 1:200.000 nº 60 (Villanueva de la Serena) del ITGE (1971).

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

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

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

BOUYX (1970) estudia el preordovícico de Alcudia (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 Precámbrico del Valle de Alcudia, MARTÍN ESCORZA (1974), en su tesis doctoral aporta nuevos datos sobre la estratigrafía y estructura del Paleozoico inferior de los Montes de Toledo surorientales. MOLINA (1974, 1975) establece por primera vez 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 hercinianas en la zona de C. 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" (1984-1987) que supuso un notable avance del conocimiento de la geología regional en la Zona Centroibérica.

En las Villuercas y Montes de Toledo suroccidentales por el equipo IBERGESA-ITGE (J.M. BARÓN, G. GIL SERRANO, J. GÓMEZ, M. INSUA, A. MARTÍN-SERRANO, V. MONTESERÍN, F. NOZAL y E. PILLES). Al sur en el área de Almadén por el 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.* (1985) realizan las Hojas MAGNA de Ciudad Real y Daimiel y por último F. LÓPEZ DÍAZ en su tesis doctoral 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 monótona atribuida al Proterozoico superior en la que se intercalan series claramente turbidíticas con tramos colapsados y eslumpizados de considerable extensión denominados "facies desorganizadas". Discordante sobre ellas se encuentra una serie lutítica-areniscosa con abundantes intercalaciones de conglomerados, areniscas y calizas datada como Vendiente inferior-superior. Discordante a su vez entre ambas están los sedimentos védicos-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, que a techo culmina con una formación cuarcítico-areniscosa.

Por encima 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 a partir del Ordovícico medio.

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

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 precámbrios-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. Se les ha denominado de más antiguo a más moderno: Grupo Domo Extremeño al que se atribuye una edad Proterozico superior (s.l.); Grupo Ibor al que se le asigna una edad Vendiente superior y Grupo Valdelacasa cuyo contenido paleontológico parece evidenciar un Vendiente superior-Cámbrico inferior, (Fig. 1). Estas edades pueden ser discutidas y de hecho actualmente se considera que la edad de todos los grupos es Vendiente Superior, VIDAL, JENSEN y PALACIOS (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 formada principalmente por grauvacas y pizarras dispuestas de forma rítmica o en potentes tramos, a veces desorganizados; muy ocasionalmente aparecen niveles de conglomerados.

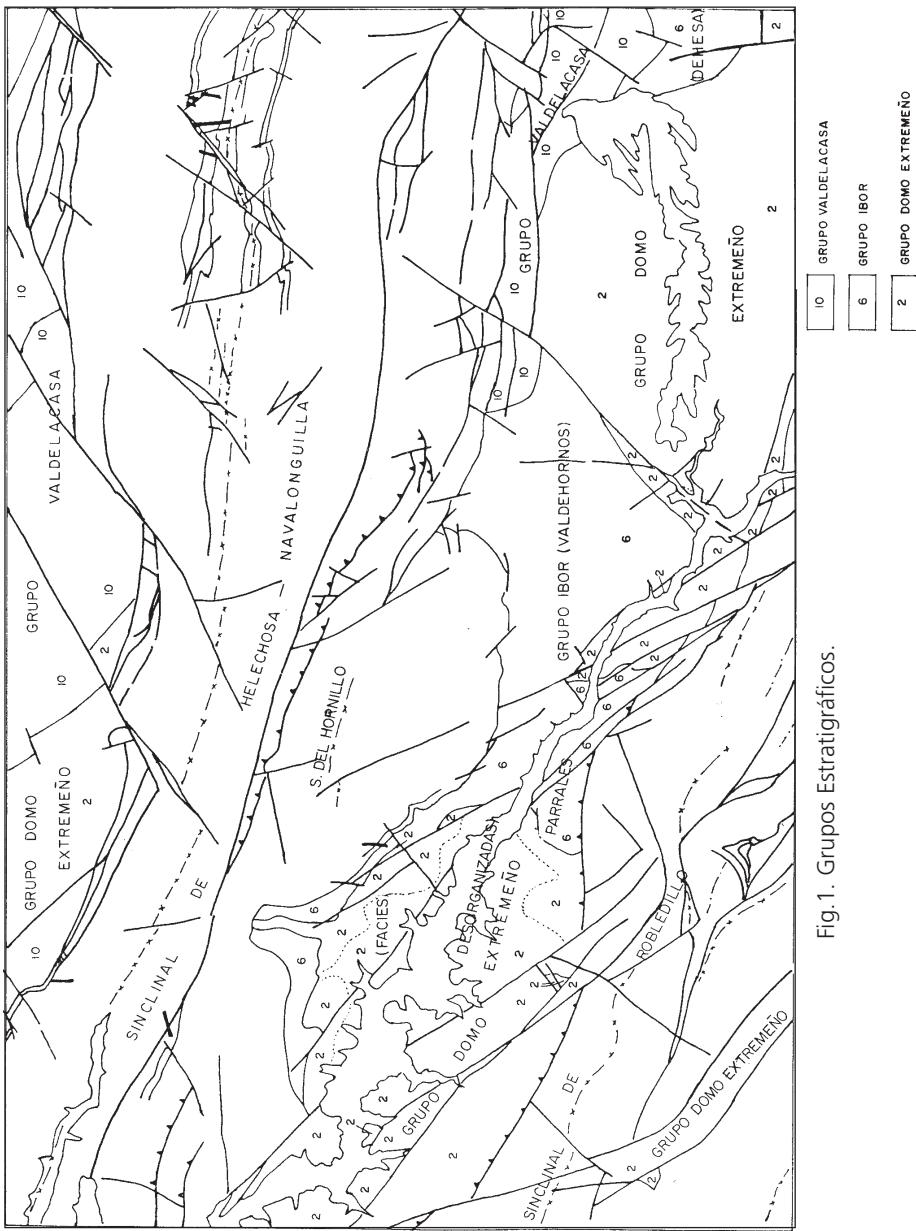


Fig. 1. Grupos Estratigráficos.

El Grupo Ibor, cuya potencia a escala regional puede oscilar entre los 150 y 750 m, es litológicamente más variado; está formado por lutitas y limolitas con frecuentes intercalaciones de conglomerados, areniscas y calizas que representan facies de dominio talud-plataforma detrítico-carbonatada.

El Grupo Valdelacasa es regionalmente muy potente (más de 4000 m) aunque en el área que nos ocupa aflora escasamente limitándose a dos formaciones: una basal (Pusa) de limolitas y pizarras bandeadas con un nivel megabréchico a muro y sobre ellas en tránsito gradual las areniscas, cuarcitas y pizarras del Azorejo; representando facies que 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 (2)

Pertenecientes al Grupo Domo Extremeño, también conocido como Alcudiense inferior, SAN JOSÉ (1984), están ampliamente representados en el Área de Villarta-Navalpino (Anticlinorio del mismo nombre) y al NE de Bohonal (terminación sur del Anticlinorio de Valdelacasa) si bien en la esquina SO (Cortijo de los Badenes) están prácticamente recubiertos por el Terciario-Cuaternario. Buenos cortes los constituyen los Arroyos Nalvalperal y Castaño al O de Villarta, Tamujoso y Tamujar al S de Navalpino y Bohonal-Horcajo al N de la Hoja.

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, plagioclásas y feldespato potásico (5-20%) más o menos alterados y fragmentos de rocas correspondientes a lítitas 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 granoclasicación (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 MUTTI) (1970).

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 "rubannee" de BOUYX.

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 plagioclase de tamaño limo, generalmente alargados; en muchos casos esta "foliación" primera está afectada por la esquistosidad, según la cual se reorientan o impregnán minerales ferruginosos.

Sedimentológicamente este conjunto grauváquico-pelítico alternante corresponde a una sedimentación turbidítica profunda s.l., que se puede 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".

1.1.1.2. Facies desorganizadas (3)

Afloran con relativa amplitud al N de Villarta y se intercalan tanto lateral como verticalmente con las facies organizadas anteriormente descritas. LÓPEZ DÍAZ (1992) estima un espesor mínimo de 3.000 m aunque podía llegar a ser mayor. No se tiene referencia del muro.

Estos materiales pueden ser divididos en dos tipos según predominen los cantos o la matriz. Los primeros consisten en acumulaciones de enormes bloques areniscosos y fragmentos de capas en los que se han llegado a medir bloques de hasta 100 m de dimensión mayor. Estos bloques contienen alternancias decimétricas a métricas de lutitas y grauvacas con secuencias granodecrecientes, canalizadas, con término basal masivo o granoclásificado de tamaño de grano grueso a medio. La matriz consiste en lutitas y/o arenas finas con cantos dispersos de 0'002 a 0'4 m de arenisca, grauvacas, cuarzo y lilita, generalmente de forma subangulosa a redondeada. Los cantos más aplazados suelen disponerse subparalelos a la dirección de aporte, apreciándose en algunos de estos, marcas de corriente en sentido E-O. En ocasiones las capas de areniscas se encuentran tan solo suavemente deformadas, como resultado de ligeros fenómenos de "slump".

Los materiales desorganizados con predominio de la matriz son difíciles de estudiar ya que apenas se distingue la estratificación y tan solo, en ocasiones, se puede observar un canto aislado o un trozo de capa en posición probablemente no original; el resto de las rocas está constituido por una masa indiferenciada de material pelítico sin estructuras sedimentarias en el que solo esporádicamente se identifica un ligero bandeadado marcado por cambios de granulometría o en el contenido en materia orgánica.

Las facies desorganizadas corresponden a acumulaciones, en una zona de talud o interlóbulos, de material turbidítico previamente sedimentado, que posteriormente es deslizado, desorganizado y resedimentado debido a cualquier causa de inestabilidad, tectónica o gravitacional.

1.1.1.3. Conglomerados (4) Torrecillas

Estas facies forman niveles discontinuos con potencias métrico-decimétricas y del orden de centenares de metros de extensión lateral. Afloran en el extremo occidental del Anticlinorio de Villarta-Navalpino donde ya fueron cartografiados por RANSWEILER (1967) y descritos por SAN JOSÉ (1984) con la denominación de Conglomerados de las Torrecillas.

Los conglomerados forman aquí una morfología típica en crestones verticalizados; están formados por bancos de 3 a 8 m de potencia con cantes bien redondeados de cuarzo de 3 a 15 cm de diámetro entre los que ocasionalmente se encuentran cantes de lítica gris-negra o de arenisca. La matriz es abundante y está constituida por arenisca grauváquica de grano medio a grueso. El contacto basal de los bancos es neto y erosivo, a menudo tapizado de cantes blandos y con una granoclasificación grosera. La morfología general es de base canalizada y techo plano.

1.1.2. Grupo Ibor

Discordante sobre el Grupo Domo Extremeño, se dispone el Grupo Ibor; se trata de un conjunto eminentemente 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. Conglomerados (5) Ermita de la Antigua

Los conglomerados de la Ermita de la Antigua (5) afloran en la parte basal del Grupo Ibor formando una banda que va desde el Arroyo de Marigómez hasta la vertiente oeste del Arroyo de Navalperal. Son conglomerados en general granosoportados, masivos, constituidos por cantes de grauvacas subredondeados, de hasta 15 cm de diámetro. En menor proporción, y de tamaño mucho menor (3-5 cm de diámetro), aparecen también cantes de cuarzo muy redondeados; deben corresponder a un transporte en masa de matriz arenosa, en el que los cantes llegan a tocarse.

La potencia de estos conglomerados varía de 5 a 15 metros. Ocasionalmente y hacia el techo aparecen intercalados niveles centi-decimétricos arenosos con laminación paralela y ripple.

1.1.2.2. Lutitas y areniscas (6) Parrales-Valdehornos

Afloran bien, en tránsito gradual pero rápido sobre los conglomerados precedentes (Parrales) o directamente sobre las facies organizadas del Grupo Domo Extremeño (Valdehornos).

En la serie de los Parrales, SAN JOSÉ (1980), o Turbiditas de Cíjara, NOZAL *et al.*, (1988), diferenciamos tres tramos principales. El basal de unos 150 m de potencia, son turbiditas en sentido amplio, con capas arenosas de granulometría gruesa de hasta 70 cm de espesor, con secuencias de Bouma completas (Ta-c). Se encuentran a veces tramos intercalados más groseros (pebbly sandstones) en ocasiones con cantes de caliza. El tramo intermedio está formado por capas slumplizadas y el superior constituye, aparte de las calizas, el material más característico de la Serie de Ibor. Son pelitas y limolitas, a veces con pasadas arenosas, de contactos plano-paralelos; en alteración presentan un característico aspecto bandeados bi o tricolor. De forma gradual van apareciendo intercalados niveles milimétricos calcoesquistos. La potencia de este tramo sobrepasa los 300 m (Fig. 2). Las pelitas y limolitas están constituidas principalmente por sericitas y clorita, más o menos cristalinas con cuarzo disperso tamaño limo muy fino. Los minerales accesorios son turmalina y circón.

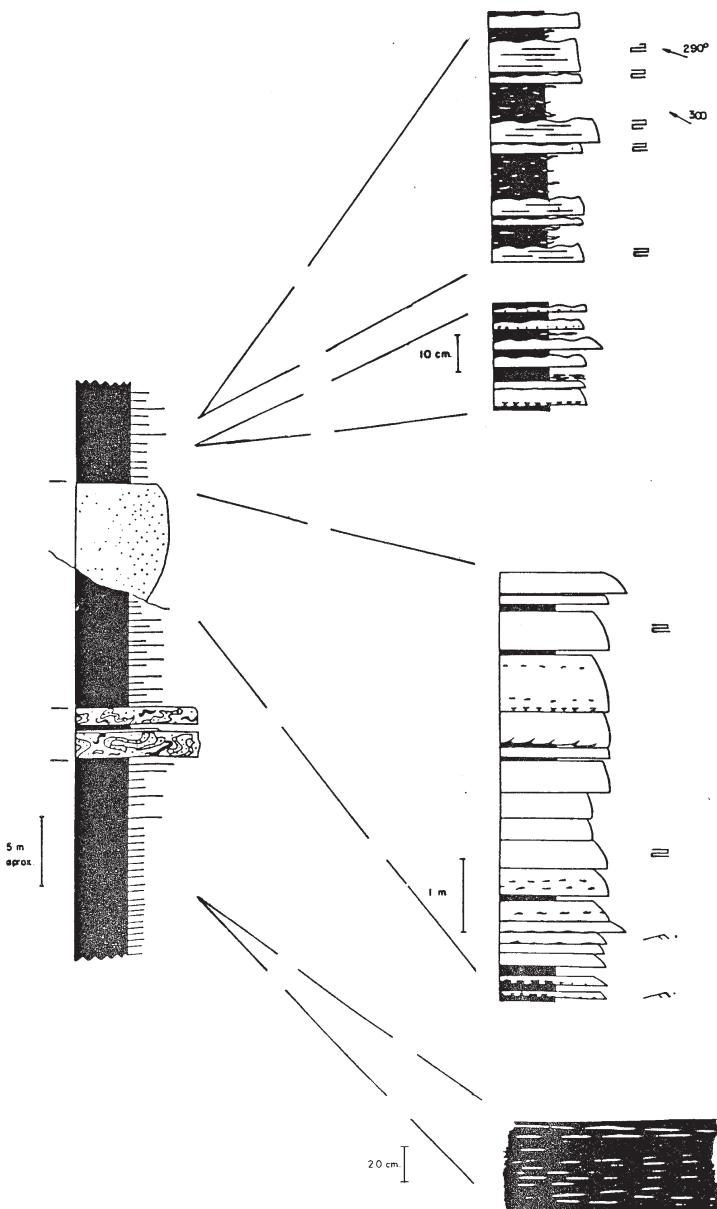


Fig.2. Lutitas y areniscas de Parrales - Valdehornos

La serie de Valdehornos, SAN JOSÉ (1980) está caracterizada por alternancias rítmicas de areniscas y lutitas. Esta rimita está formada por estratos granodecrecientes, muchas veces con secuencias de BOUMA completas, siendo la base un estrato lenticular grauváquico entre 5 y 15 cm de potencia con contactos netos y granoclasicación positiva que pasan a niveles limolíticos con laminación paralela. Pueden encontrarse en ocasiones grauvacas microconglomeráticas con niveles de mayor acumulación de cantes blandos, encontrándose las capas gradadas y con estructuras de deformación por carga. Los intervalos pelíticos presentan alternancias limo-arcilla, componiendo secuencias TBT ("thin bedded turbidites").

Intercaladas en la serie existen, LÓPEZ DÍAZ (1992), niveles de cantes decimétricos calcáreo-dolomíticos o bien capas aisladas de naturaleza calcárea en torno a los 30 cm de potencia y 2-3 m de continuidad lateral. Todos ellos de tonos marrones y grano muy fino (mudstones). Es precisamente debido a este dato el que se atribuyan estos materiales así como los del SE de la Hoja (Serie de la Dehesa de LÓPEZ DÍAZ, 1992) 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 de areniscas grauváquicas y pelitas no parecen los típicos materiales descritos hasta ahora en el Grupo Ibor (se parecen más bien a los del Grupo Domo Extremeño) lo que plantea en cualquier caso un problema estratigráfico-sedimentológico aún no del todo resuelto.

1.1.2.3. Conglomerados (7) Torilejo

Se presentan aparentemente en tránsito gradual sobre las series de Valdehornos (apartado anterior) comenzando por pizarras con cantes dispersos de grauvaca feldespática, arenisca, cuarzo y en algunos casos, hacia la parte superior, de carbonatos. Estos cantes comienzan en la serie con un tamaño pequeño (0,02-0,05 m) y pasan rápidamente a tamaños en torno a los 0,3 m, aunque en casos aislados alcanzan el metro de tamaño y son además muy heteromorfos (desde subangulosos a redondedos). Hacia techo vuelven a disminuir su tamaño. El aspecto general de estos niveles es masivo, no apreciándose con facilidad la estratificación más que en algún nivel grauváquico aislado.

La matriz muchas veces no se aprecia y cuando aparece, está constituida por lutitas y areniscas de grano fino ocre, que ocupan los huecos intersticiales entre los cantes. Estos conglomerados presentan una cierta participación ígnea de carácter ácido, sobre todo de cantes de grauvaca feldespática volcanogénica.

La extensión lateral que se observa para estos conglomerados apenas llega a los 3 Km, debido a su rápida desaparición debajo del Ordovícico, aunque antes de dicha desaparición, se observa una disminución en el espesor del conjunto de conglomerados hacia el E. Su potencia no supera los 1000 m.

En conjunto, los conglomerados son litológicamente muy parecidos a los Conglomerados de la Ermita de la Antigua, sin embargo, se diferencian de ellos en el tamaño de los cantes y sobre todo en su espesor. Dada su posición estructural el Conglomerado de la Ermita de la Antigua y el de El Torilejo podrían muy bien constituir un mismo nivel, aunque dado que presentan ciertas diferencias bastante importantes, se ha preferido denominarlos de manera distinta.

1.1.2.4. Calizas de Villarta (8)

Se denomina así el tramo medio-superior de la Serie de Ibor, RANSWEILER (1967), SAN JOSÉ et al., (1974), SAN JOSÉ (1984). Se diferencian tres tramos principales (Fig. 3). El basal está formado por alternancias de calizas y pizarras con predominio de las primeras hacia techo; son niveles decimétricos (10-40 cm) de calizas con gran cantidad de restos orgánicos retrabajados por tormentas; se pueden clasificar como "packestones" y "grainstones" bioclásticos, interpretándose como facies de talud proximal, CALVET y SALAS (1987). Se estima una potencia de más de 50 m.

El intermedio con predominio de bancos calizos está formado por calizas métricas grises con pátina marrón rojiza bastante recristalizadas, están constituidas por varios niveles de domos estromatolíticos, algunos gigantes, con dimensiones de 1-5 m de diámetro y hasta 3 m de altura, a veces están constituidos a su vez por otros más pequeños de morfología subesférica a pseudo-columnar. Este tramo presenta una potencia de 50-60 m máximo. Se les interpreta como calizas de margen de plataforma o de rompiente (cordones arrecifales dómicos).

El superior, de calizas tableadas en capas decimétricas con finas intercalaciones lutíticas, la superficie de las capas presenta un aspecto "rizado" (retoque de oleaje?) son calizas bioclásticas, "grainstones" con restos de algas y oolitos; la potencia de este tramo es de unos 20-30 metros, estas facies se situarían en la parte protegida por la barrera arrecifal, interpretándose como pertenecientes a una plataforma carbonatada progradante, CALVET y SALAS (1988).

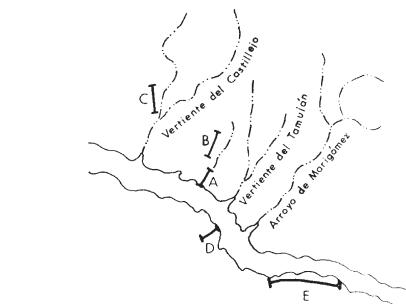
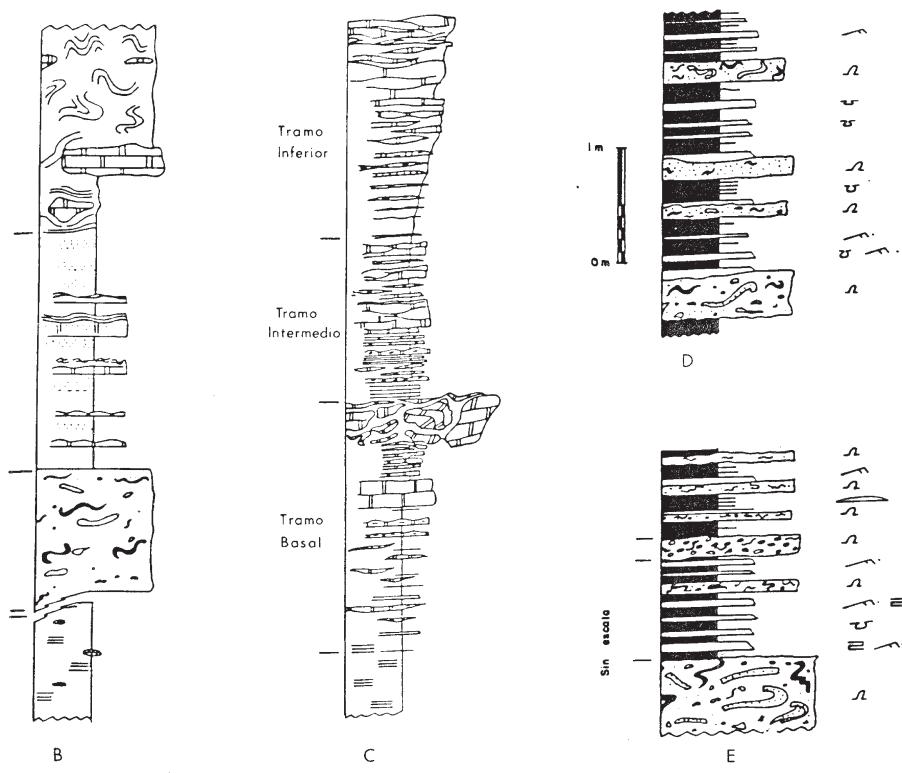
En el flanco sur afloran además niveles de calizas brechoides, y una intercalación terrígena de más de 20 m., constituida por areniscas, microconglomerados y limolitas pardo-verdosas en capas decimétricas; algunas capas presentan participación vulcanogénica muy acusada.

Al microscopio, las calizas son micro y mesocristalinas, a veces con orientación marcada por los granos de opacos. Con frecuencia sufren silicificación y a veces son ferruginosas (ankerita y siderita). En ocasiones parecen restos de aloquímicos mal identificables y en otras hay cuarzo detritico y micas.

La potencia estimada es del orden de los 140 m. Sobre este último tramo aparece en el margen derecho del Guadiana unos 200 m de lutitas negras o verdes con laminación paralela persistente, y niveles centimétricos de grauvacas de grano fino o limolitas cuarzosas SAN JOSÉ (1984) que en su parte media presentan un nivel grauváquico potente (50 m) de grauvacas feldespáticas gris-oscuras en bancos masivos o con laminación paralela que alternan con algún nivel pelítico métrico.

1.1.2.5. Sedimentología del Grupo Ibor en el Anticlinal de Navalpino

El área de estudio corresponde a una plataforma mixta detritica-carbonatada, con grandes domos estromatolíticos y facies de talud (proximal a distal). La distribución de facies en el anticlinal sugiere que la cuenca se abriría hacia el NE-E, CALVET y SALAS, (1988).



LEYENDA

- ↗ Laminación ripple
- ↖ Ripples a techo
- ↔ Laminación paralela
- ↶ Deformación por carga
- ↷ Facies desorganizadas
- ↙ Morfología de barra

Fig.3. Columnas B y C en las calizas de Villarta (8). Columnas D y E en las Lutitas y areniscas de Parrales - Valdehornos (6), con los conglomerados del Torilejo (7).

1.1.3. Grupo Valdelacasa

1.1.3.1. Brecha de Navalpino (9). Nivel de Fuentes

Aparece en posición discordante sobre los materiales anteriormente descritos un nivel guía, dis-continuo, de gran importancia regional ya que se puede seguir desde El Robledo (Hoja nº 735) hasta la frontera portuguesa y que cuando aflora define con claridad la base del Grupo Valdelacasa.

En esta Hoja aflora al O y SE de Navalpino (no al S que desaparece por falla); no se observa, sin embargo, al N de la Hoja (entre los materiales de los Grupos Valdelacasa y Domo Extremeño) aunque sí al SO de la Hoja contigua de Anchuras (709) en el paraje de El Membrillar donde adquiere un espectacular desarrollo, NOZAL *et al.*, (1989).

Litológicamente los cantos y bloques que la componen son de características idénticas a los materiales de las formaciones infrayacentes. Al O de Navalpino el predominio es de bloques carbonatados (mayores de 3 m) con laminación algal, si bien en otros afloramientos 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 disminución 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 estar relacionada con un evento sísmico y por tanto sería una línea de correlación perfecta al ser totalmente isócrona.

1.1.3.2. Limolitas y pizarras bandeadas (10). Pusa

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

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 divide 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 cuyo techo pasa gradualmente a las Areniscas del Azorejo (12) según se observa en el Domo del Alcornocal. La potencia de los dos tramos es de unos 3.500 m.

El tramo inferior (2000 m) suprayacente a la Brecha de Nalvalpino o discordante sobre las Facies organizadas (2) 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 (1-2mm). 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 bandeadado puede tener entre 50 y 100 m de potencia.

El tramo superior (1.500 m) comienza con conglomerados y areniscas microconglomeráticas (11) 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 puede 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 detritica y somera.

El estudio microscópico de las limolitas verde-grisáceas indica que se trata de pizarras serícitas 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 detriticos (cuarzo, biotita, moscovita, plagioclásas etc.).

Existen niveles de limolitas microbandeadas con cuarzo, plagioclásas alteradas, óxidos de hierro y abundante matriz de sericita-clorita. Las areniscas son de grano fino con cuarzo anguloso dominante, plagioclásas en las que abunda 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".

En lo que respecta 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 donde únicamente llegaría 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 fosfato que se describirán 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 (11)

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. Los cantos de cuarzo tienen por lo general aspecto acaramelado. Son frecuentes las formas canalizadas y los cambios de espesor debidos a procesos de acreción lateral, en el que 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. El componente esencial es el cuarzo con una granulometría que oscila de conglomerática a arena gruesa-fina. Las capas arenosas presentan granoclasiificación 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. En las Hojas contiguas de El Robledo (735) y Anchuras (709) estos niveles pueden incluir además acumulaciones fosfatadas. Estas acumulaciones se sitúan hacia el techo de los cuerpos conglomeráticos, así las capas con fosfato, organizadas en cuerpos canaliformes, se encajan en los niveles conglomerático-cuarcíticos descritos, configurando una secuencia estrato y granodecreciente. Hay removilización de material bien por tormentas o por inestabilidades gravitacionales reflejada en depósitos tipo "debris-mud flow" con "slumps". 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), SANTAMARÍA (1988), PICART (1988) y GABALDÓN *et al* (1989).

Las areniscas microconglomeráticas, al microscopio, están formadas por granos subangulosos a subredondeados de cuarzo (en su mayor parte policristalinos), feldespatos (20%) más o menos alterados (plagioclasa y granos de ortosa pertícita albitizada por presión), a veces granos compuestos cuarzo-feldespato, una proporción variable de fragmentos de roca (pizarras serícitas, areniscas serícitas, lítidas, cuarcita y turmalinas) en una matriz serícita 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 "flecos 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 sus componentes 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 (12). Azorejo. Cámbrico inferior

Esta formación es conocida regionalmente como Areniscas del Azorejo, SAN JOSÉ *et al.*, (1974). Aflora en la esquina NE de la Hoja a techo de la formación limolitas y pizarras bandeadas (10); su límite superior, las calizas de los Navalucillos, no llegan 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 por 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 de 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 *et al.*, (1989) como depósitos poco profundos de llanuras de mareas de barro ("mudflats") y arenas 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 subangulosos feldespatos potásicos alterados, fragmentos de roca parcialmente transformados a filosilicatos, opacos, turmalina círcón. Las pizarras presentan frecuentemente un bandeados constituido por una alternancia de lechos en los que predomina el limo de cuarzo y otros fundamentalmente formados por sericitas, 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" lingoides.

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 QUATERFAGES; 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, *Monomorphnichnus 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) la edad Cámbrica.

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 Vendienense medio?-Superior, PALACIOS (1989). En terrenos equivalentes del Valle de Alcudia, MITROFANOV y TIMOTIEYE in SAN JOSÉ 1990) indican una edad Vendienense 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 Vendienense superior dado su contenido en acritarcos, estromatolitos, icnofósiles y algas macroscópicas (*Vendotaenidae*), opinión que mantienen otros autores para estas y otras series equivalentes 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 gusano) 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 *Chuaria circularis* (WALCOTT). Unos 100 m por encima del nivel que contiene *Chuaria* en mayor abundancia aparecen marcas de actividad de trilobites con *Monomorphichnus lineatus* CRIMES y otros icnotaxonones considerados próximos a *Phycodes pedum* SEILACHER y *Dyplocraterion*.

CRIMES (1987) discute la importancia de las pistas fósiles para la datación del Protezoico superior (Vendienense) y del Cámbrico inferior (Tommotiene-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 espícululas 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 Tommotiene inferior (Cámbrico).

Los acritarcos encontrados en niveles carbonatados de la Fm. Aldeatejada (equivalente junto la F. Monterrubio a la F. limolitas y pizarras bandeadas del Pusa) al SO de Arapiles (Hoja 478 Salamanca) y reconocidos en DÍEZ BALDA et al., (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* s.p. acorde con una edad Vendienense tardía. para estos autores el límite Precámbrico (Vendienense) 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: LOZTE (1961), MORENO (1975, 1977), CAPOTE et al. (1977), VEGAS et al. (1977), DÍEZ BALDA (1986), PALACIOS (1989) etc. en todos ellos hay una 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 correlacio-

nable (NOZAL y ROBLES, 1988) con las Fms. Monterrubio+Aldeatejada (Salamanca) 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 et al (1988). La Brecha de Navalpino (Nivel de Fuente) puede ser correlacionada con el Nivel mega-bréchico basal detectado en el área de Fuenteguinaldo-Pastores (SW de Salamanca) en la base de la Serie Superior.

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

En el Grupo Domo Extremeño las Facies organizadas-desorganizadas (2-3) son equivalentes a la F. Estomiza, PARDO et al. (1992), OLIVE DAVO et al. (1989) y con la Serie Inferior, RODRÍGUEZ ALONSO (1985), ROBLES CASAS et al. (1988) y también con el Alcudiense Inferior BOUYX (1970), SAN JOSÉ et al. (1990).

1.2. ORDOVÍCICO

El Ordovícico está bien representado en la Hoja, las series del Ordovícico inferior y medio afloran al SO mientras en una banda central (Sinclinal de Helechosa-Navalonguilla) aparece el Ordovícico completo con la salvedad de que en el flanco N de la citada estructura parte del Ordovícico inferior desaparece por laminación tectónica (Sur de Bohonal).

Los materiales ordovícicos se disponen mediante discordancia angular sobre los del Precámbrico-Cámbrico anteriormente descritos. Esta sucesión comienza con sedimentos cuarcítico-pizarrosos (14) y conglomerados hacia la base (13) de la Serie Intermedia o Púrpura, a las que siguen las ortocuarцитas del Arenig (15) culminadas por las alternancias areniscoso-pizarrosas del Pochico (16) de edad Arenig-Llanvirn. A continuación aparece un potente conjunto de pizarras grises o negruzcas con Neseuretus (17) entre las que se intercalan materiales de origen volcánico (18) y sobre ellas las cuarcitas pardas de Botella o Cantera (19) abarcando este conjunto desde el Llanvirn hasta el Caradoc inferior. Sobre estas cuarcitas se sitúan las pizarras y "pelitas con fragmentos" (20) que llevan intercalado material volcánico (21), culminando el Ordovícico con la parte basal de un tramo de cuarcitas claras (22).

No existen en la Hoja buenos cortes estratigráficos que permitan un estudio detallado de las unidades cartográficas enumeradas 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 afloramientos y cortes parciales, así como en los datos obtenidos en secciones sedimentológicas realizadas en las Hojas colindantes de El Robledo (735), 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 al 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") 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 bajos 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 presuponián indicativas del Arenig. En el momento actual nadie duda que el depósito de la Cuarcita Armoricana s. str. hay 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 conservación, etc.), pero su mera ausencia no tiene por qué 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 la 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 *C. 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 braquíópodos inarticulados de aspecto arenigiense (*Lingulepis* sp.), así como raros trilobites, *Ogyginus armoricano*s (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 arenas microconglomeráticas (13). Ordovícico inferior

Constituyen un nivel discontinuo, con una potencia que puede oscilar desde los 0 a los 50 m. y que en ocasiones desaparece por efectos tectónicos (desgarre senextro).

Un buen corte de este nivel se ha levantado en el Arroyo de Castillejo, Hoja de El Robledo (735). Tiene aquí una potencia de 27 m.

El tercio basal es conglomerático. En los tres primeros metros se reconocen dos secuencias granocrecientes que acaban en gravas gruesas, con cantos de 2 a 5 cm de diámetro de cuarzo, cuarcitas y arenas 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 gruesa.

La parte central de la sucesión es arcillosa, lutitas de color verde, con intercalaciones centimétricas y decimétricas de arena (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 similares a las que constituyen el resto de la sucesión. La tendencia es generalmente granodecreciente salvo excepciones. Hacia el techo hay capas con morfología de megaripples, quizás de oleaje. También se encuentran intercalaciones arenosas centimétricas a decimétricas con morfología lenticular atribuibles a "ripples".

Al microscopio los microconglomerados y las arenas gruesas están formados por granos predominantemente subredondeados de cuarzo (frecuentemente policristalino) y una proporción variable de fragmentos de cuarcitas y silex con epimatriz sericítica escasa. Las texturas son cuarcíticas (granoblásticas) con gran desarrollo de los contactos de presión-solución. Los accesorios presentes 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 a rellenos conglomeráticos o microconglomeráticos, lo cual parece indicar períodos de alta energía que movilizan 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 Mc PHERSON *et al.*, (1988) denominaron un "braid delta".

1.2.3. Areniscas, cuarcitas y limolitas (14). 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 rojo-violáceos o pardo-amarillentos siendo característica la abundante bioturbación a base de skolithos y Daedalus que llega a borrar la estratificación en algunos casos.

Se han levantado dos columnas, la primera (70 m basales) en la carretera Villarta-Bohonal, justo al O del Arroyo Perdiguero (1 en Fig. 4) y la segunda (400 m) en la Hoja de Puebla de D. Rodrigo (757) en el límite con la que nos ocupa, inmediatamente al N del paraje conocido como Las Hoces del Río Guadiana (2 en fig. 4).

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 areníscoso sobre el lutítico. Las capas de arenisca (potencia métrica-decimétrica) presentan abundantes evidencias de procesos ligados a la acción del oleaje como "rip-

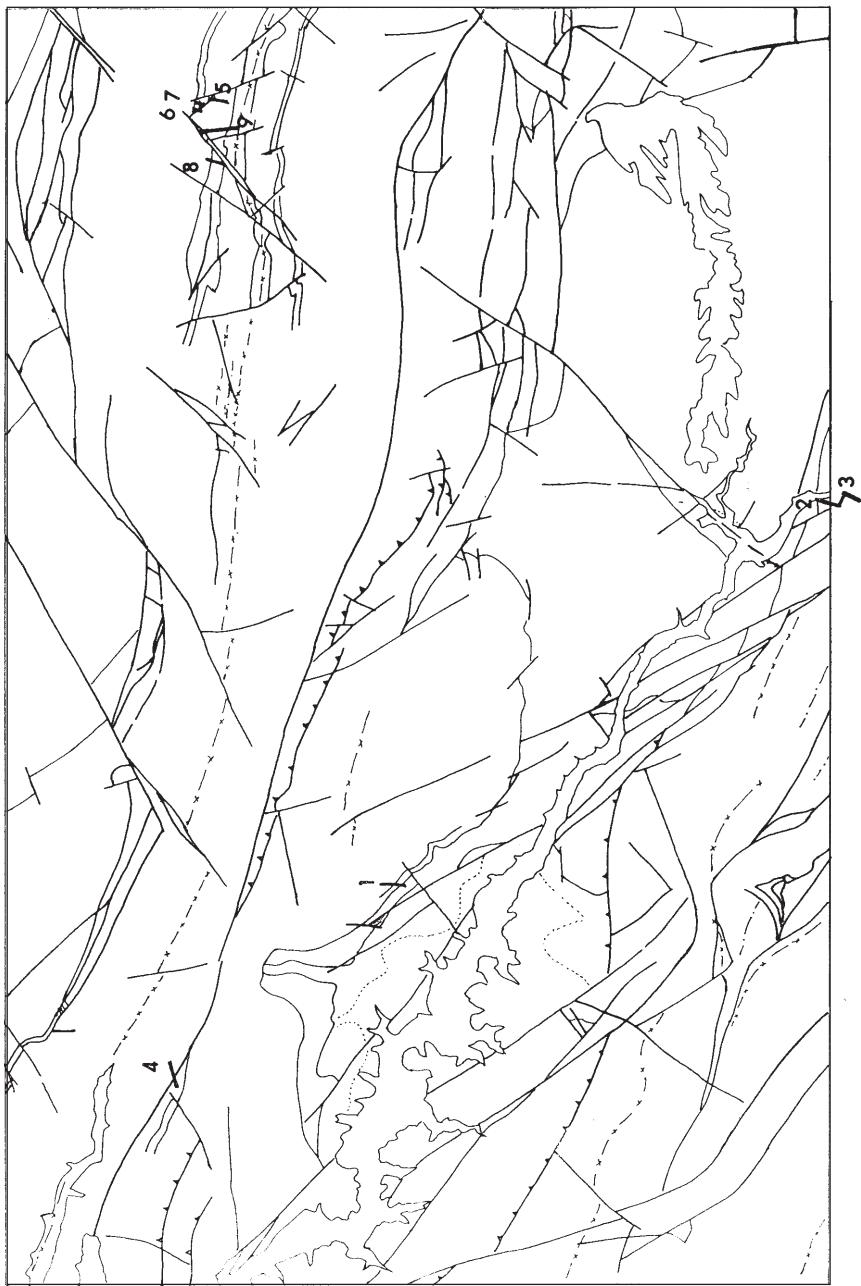


Fig.4. Mapa de situación de columnas ordovícicas y silúricas
(La explicación de los números se realiza en el texto)

ples" 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 6 estratificación hummocky 6 laminación cruzada de "ripples" de oscilación.

Entre estas capas se intercalan espesores variables (subordinados) de lutitas grises (potencia decí-centimétrica) que representan sedimentación por decantación de materiales finos en suspensión.

Las cuarcitas al microscopio están formadas por granos heterométricos de cuarzo subangulosos 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 serícita y ocasionalmente cemento ferruginoso (color púrpura de la serie). Las areniscas son más finas y homométricas estando los granos rodeados por una matriz serícita parcialmente orientada y siendo relativamente frecuentes las moscovitas detriticas. Las pizarras están formadas por serícita, clorita y limo de cuarzo que a veces se presenta 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 queda en régimen de aguas más tranquilas durante el buen tiempo que es cuando tiene lugar la decantación de los finos en suspensión. Durante los períodos 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 bajos arenosos de plataforma.

Las facies tienden asociarse con un carácter estrato y granocreciente 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 arenicosos más potentes de los cuales al menos el superior (30 m de espesor) constituye el techo de una parasecuencia estrato y granodecreciente, en el sentido de VAN WAGONER *et al.* (1988), de espesor relativamente uniforme estando 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 (resalte 1) 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 con "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 tendencia 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 granocreciente que muestra la sucesión como sucesivos episodios de somerización y de progradación de los ambientes más someros, es decir como parasecuencias de una escala y 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 (agradación) 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 (15). 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 oscila entre los 300 m de las Hoces del Guadiana(3 de Fig. 4) y los 450 del S inclinal del Hornillo. Se trata de cuarcitas blancas y 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 lajosas. 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 serícita (5%) y/o cemento ferruginoso, así como concentraciones de minerales pesados circón, 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 ha asimilado a corrientes de marea PORTERO *et al.* (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 (16). Alternancias de Pochico. Arenig-Llanvirn

Sobre la Cuarcita Armicana 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 a la alteración de los niveles menos competentes y a la posición topográfica que normalmente ocupan siempre enmascaradas por los derrubios de ladera.

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 (serícitas) de colores blanquecinos o rojo violáceos por alteración entre las que se intercalan algunos bancos métricos de cuarcitas grises formados por amalgamación de niveles de espesor decimétrico. Hacia el techo el paso a las Pizarras de Neseuretus es relativamente brusco, a base de niveles con elevada concentración de minerales pesados, niveles fosfatados y costras ferruginosas discontinuas.

Las muestras estudiadas son cuarcitas de grano fino-muy fino formadas por granos subangulosos de cuarzo y con mayor proporción de matriz que la C. Armicana (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 cuarzo con crecimientos secundarios. Hay moscovita y biotita ferruginizada como accesorios. Las pizarras son serícitas con limo de cuarzo y moscovitas detriticas.

Se ha levantado una serie de 160 m de esta formación al S de Bohonal en el paraje conocido como La Polleriza (4 de Fig. 4).

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 un 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 somera 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 próximo al techo.

1.2.6. Pizarras con *Neseuretus* (17). Llanvirn- Llandeilo

Tienen amplia distribución de los Sinclinales de Helechosa-Navalonguilla y de Robledo (S de la Hoja). Dan lugar a zonas deprimidas frecuentemente cubiertas por depósitos de Raña y abanicos aluviales cuaternarios.

Las "Alternancias de Pochico" pasan gradual pero rápidamente a un conjunto litológico muy monótono de pizarras, oscuras, generalmente negras y más o menos micáceas que por alteración adquieren tonalidades más claras verdes o pardo-rojas y donde esta ha sido muy intensa a colores rojo-violáceos y aspecto arcilloso. Están afectadas por la esquistosidad hercínica bastante penetrativamente, siendo difícil distinguir en ellas la superficie de estratificación original. En la parte basal (50-100 m de la base) e intermedia pueden llevar intercaladas rocas volcánicas y localmente y hacia el techo pueden presentar intercalaciones relativamente potentes de areniscas pardas que a escala regional y en algunas zonas se han individualizado como Areniscas de

los Rasos. En este caso a las pizarras infrayacentes se les denominó "Pizarras del Río" y a las suprayacentes "Pizarras Guindo o Botella", TAMAIN (1972).

La formación 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 más aislados, asociados muchas veces a facies de nódulos samítico-lutíticos de tamaño centí o decimétrico. Entre los ejemplares más frecuentes están los Trilobites del género *Neseuretus* que han dado nombre a la formación. La potencia de la misma 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 sericitita, 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 serícita orientada. Son abundantes las moscovitas y biotitas (a veces alteradas a cloritas), óxidos de hierro, circón, rutilo y turmalina; son escasas 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, (5 de Fig. 4).

Los tramos basales indican 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 situación de estos niveles fosilíferos 6 m por encima del cambio litológico arenisca-pizarra 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.

La Pizarras con *Neseuvretus* han proporcionado numerosa fauna en áreas próximas, así del Llanvirn inferior se destacan como elementos más característicos los trilobites *Retamaspis melenzezi* HAMMANN, *Floucecia drevermanni* HAMMANN, *Neseuretus N. avus* HAMMANN, *Colporcoriphe thorali conjugens* HAMMANN, *Placoparia (P.) cambriensis* (HICKS) y *Hungiooides bohemicus* PERNER, junto con otras formas como *Monorthis noctilio* (CHARPE) *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* (ROULAUT), *Neseuretus* (N.) *tristani* (BRONGNIART) in DESMAREST, *Colpocoriphe rouaulti* (VERNEUIL y BARRANDE) céfalópodo y *lophospira* sp. (gasterópodo).

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

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

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 Piedrabuna) dentro de los tramos más elevados de pizarras o en las alternancias de bases 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 (18). Llanvirn-Llandeilo

Aparecen exclusivamente en el flanco N del Sinclinal de Helechosa-Navalonguilla. Los mejores afloramientos están entre la Sierra de la Dehesilla y el Arroyo Encinarejo (S. de Bohonal) y en el Arroyo del Corazoncillo.

Estas rocas suelen presentar resalte morfológicos entre las Pizarras con Neseuretus por su resistencia a la erosión.

Se trata de rocas volcánicas "intrusivas" en forma de Sills concordantes con la estratificación. Los términos litológicos varían de rocas intermedias (básicas) a ácidas y por lo general, han sufrido procesos posteriores de carbonatación y cloritización muy fuertes, habiendo borrado la totalidad de la textura, por lo que las clasificamos como Meta-vulcanitas o Metabasitas. En aquellos diques donde la alteración no ha sido fuerte, se reconocen texturas blasto-porfídicas y blasto-granudas. Algunas a veces el tamaño de los cristales es tal, que presentan aspecto pegmatoide.

En lámina delgada tienen textura porfídica estructurada en bandas tanto por sus caracteres mineralógicos como texturales. Hay escasos fenocristales felsicos de hábito tabular que suelen estar orientados. Los máficos mucho más abundantes y de pequeño tamaño están totalmente seudomorfizados. La matriz probablemente es de carácter ácido. Los procesos secundarios, de cloritización y carbonatación son muy intensos y originan un exceso de hierro que se resuelve en abundantes opacos que se dispersan por toda la roca, son de pequeño tamaño y sección frecuentemente cuadrada.

1.2.8. Cuarcitas y areniscas pardas (19). Cuarcitas Botella o de Canteras. Llandeilo superior-Caradoc inferior

Afloran a lo largo del Sinclinal de Helechosa-Navalonguilla normalmente en forma de dos crestas o resaltes que corresponden a tramos de predominio cuarcítico o areníscoso separados por un tramo intermedio, péltico, 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 dos columnas parciales de 20 y 30 m, una en el cauce del Río Valdehornos (6 de Fig. 4) y otra en un cerrete próximo (7 de Fig. 4) y dos columnas completas de 145 y 160 m, una en el Arroyo del Valle del Lobo (8 de Fig. 4) y otra en el cauce del Río Valdehornos al O de la primera (8 de Fig. 4).

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 dirección de las crestas de estos "ripples" varía de N-S a NE-SO. La parte alta de este tramo (10 m.) refleja una sucesión areníscosa 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, ocasionalmente, 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 pélticas 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 transgresivo, 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 somemarginación.

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 sericitia y óxidos de hierro. Se observaron algunas metaareniscas (arcósicas) exclusivas de este tramo debido a la aparición de feldespato potásico, que en algunos metapelitas hace de cemento carbonatado (siderítico).

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 estas.

Hacia el techo de la formación infrayacente en las Hojas de Casas del Río (758) y Piedrabuena (759) han aparecido fósiles del Dobrotiviense (Llandeiloine) superior: *Heterorthina c.f. 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 (19) 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).

1.2.9. Pizarras y "Pelitas con fragmentos" (20). Pizarras intermedias o de Cantera más Pelitas con fragmentos. Caradoc-Llandovery inferior

Afloran en el Sinclinal de Helechosa-Navalonguilla situándose sobre el tramo anteriormente descrito. La potencia en esta Hoja se estima en unos 285 m. En diversos puntos se han reconocido intercalaciones de rocas volcánicas.

Se levantó una serie en el cauce del Río Valdehornos (9 de Fig. 4) que se describe a continuación:

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 removilizados.

25 m de facies heterolíticas de características ya descritas.

Los términos lutíticos, al microscopio, están formados por sericitia, 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 debidos a la llegada de arena a 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 MATEO *et al.*, (1989 a y b) 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 tanvillensis* (PARIS), *Rhabdochitina cf. gallica* (TAUGOURDEAU), *Calpichitina (c) lenticularis* (BOUCHE) y *Conochitina homoclariformis* (BOUCHE) que permiten caracterizar el Caradoc inferior. En la Hoja de Ciudad 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 equivalentes al techo del tramo citado se encontraron diversos braquíópodos como *Svobodaina Havlicekii* (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 Ashgilliense superior-Llandovery inferior para el tramo de serie ubicado por encima de los niveles con fragmentos (PIEREN PIDAL *et al.*, 1989).

1.2.10. Sills subvolcánicos (21)

Aparecen intercalados entre los materiales de la serie anteriormente descrita en los dos flancos del Sinclinal de Helechosa-Navalanguilla. Afloran como rocas de color verde-pardo oscuro bastante compactos, observándose en ellas como "lentejones" más oscuros de tamaño milimétrico.

Han sufrido procesos de carbonatación casi total, borrando prácticamente la mineralogía original. Se pueden clasificar como "metavulcanitas" o rocas vulcano-clásticas.

1.3. SILÚRICO

Los afloramientos silúricos de esta Hoja se restringen al núcleo del Sinclinal de Helechosa-Navalanguilla, que aparece como una estrecha banda, 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 (22). 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, donde el crestón cuarcítico tiene una potencia de 20 m (9 de Fig. 4).

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 subcuarcitas con un tamaño de grano entre 0'2-0'3 mm y son generalmente, pero no siempre equigranulares. Los grano 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 más abundantes y concentrados en alineaciones en las que la turmalina no suele participar. Las características microscópicas se corresponden casi exactamente con las de las "Cuarcitas Armoricanas".

Se interpreta esta facies igual que en los casos anteriores (apartados 1.2.8 y 1.2.9) 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 MATEO et al., (1989).

1.3.2. Pizarras negras ampelíticas (23). 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 (ampelitas) 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 procedentes 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 cloritizada, 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 de edad más baja 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.

1.3.3. Sills subvolcánicos (24)

Intercalados en el conjunto anterior aparecen varios afloramientos de rocas volcánicas. En el Arroyo del Encinarejo, aguas arriba de la pista forestal, se ha observado que estos sills dan lugar a deformaciones plásticas en los materiales infra y suprayacentes que sugieren un emplazamiento sinsedimentario.

Estas rocas deben ser equivalentes a las lavas espiliticas básicas que en Almadén, en ocasiones aparecen formando brechas y se denominan "roca frailescas". Estas rocas han sufrido intensos procesos de carbonatación y seritización, que aunque han alterado la composición original, no han borrado del todo las texturas ni la mineralogía, se pueden clasificar como meta-vulcanitas ó meta-basitas.

1.4. TERCARIO

A partir del Silúrico no existen otros registros sedimentarios que los irregulares depósitos neógenos y cuaternarios. Se trata en general de materiales de origen continental que fosilizan series precámbricas o paleozoicas.

Se han diferenciado dos tipos de litofacies presumiblemente neógenas: unos depósitos más antiguos reducidos a un pequeño afloramiento en la esquina SE de la Hoja, desmantelado por la erosión y semirrecubierto por derrubios de Raña y las Rañas, principalmente desarrolladas por el E y S de la Hoja, y situadas sobre un sustrato antiguo normalmente alterado, en cotas que oscilan entre los 700 y 550 m.

1.4.1. Arcillas arenosas y conglomerados (25). Mioceno-Plioceno

Afloran en la esquina SE de la Hoja, en la Loma de los Portillos, apoyándose sobre un zócalo antiguo (Proterozoico) y en relación estratigráfica poco clara pero muy probablemente concordante con la Raña (NOZAL y MARTIN-SERRANO 1989). Se atribuyen como pertenecientes al Neógeno (Mioceno) por correlación con materiales semejantes encontrados en las Fosas del Tajo, Guadiana o Duero y más recientemente al Plioceno inferior en la Cubeta de Piedrabuena y Valle del Bullaque (Piles *et al.*, 1989).

La potencia de estos depósitos es escasa (unos 25 m) y por encontrarse el afloramiento recubierto por los derrubios de la raña suprayacente, su observación y delimitación cartográfica es compleja; pese a ello parece su extensión original previa al depósito de la Raña es muy inferior a la de ésta.

Los niveles arcillosos, algo arenosos, casi siempre presentan rasgos de hidromorfismo y excepcionalmente concreciones calcáreas, hechos que pueden relacionarse con procesos edáficos intrasedimentarios NOZAL y MARTÍN-SERRANO, *op. cit.*). Los conglomerados, que aquí se separan difícilmente de los de la Raña se observan bien en la vecina Hoja de Puebla de Don Rodrigo (757). Se componen de cantos centí-decimétricos, subangulosos, de cuarcita, en una matriz arcillo-arenosa de tonos rojizos, blancos o anaranjados, dispuestos en bancadas de espesor métrico entre tramos más fangosos casi desprovistos de cantos. Probablemente corresponden a depósitos de facies proximales de abanicos aluviales (PINEDA, 1989).

1.4.2. Rañas. Coluviones (26) y abanicos aluviales (27). Plioceno Superior

La Raña, ubicada convencionalmente en el tránsito Neógeno-Cuaternario, es la formación sedimentaria postpaleozoica de mayor extensión y significación regional en la zona que nos ocupa. Varios son los autores que realizaron aportaciones a su problemática regional, GÓMEZ DE LLARENA (1916), OHIME (1935) y HERNÁNDEZ PACHECO (1949) en sus inicios y posteriormente MOLINA (1975), MUÑOZ (1976), ESPEJO (1978) y MARTÍN-SERRANO (1988a).

En esta Hoja las Rañas son numerosas y en conjunto tienen considerable extensión superficial, si bien están bastante diseccionadas por las redes de drenaje actual, a las que van dirigidas sus pendientes, en general suaves y del orden del 1 por ciento. Pese a su desarrollo en extensión, la Raña, que fosiliza un paleorrelieve al que se asocia una alteración crolinizante, presenta un espesor escaso, casi nunca superior a la decena de metros y con un promedio de 4 o 5. Están constituidas por acumulaciones de cantos y bloques cuarcíticos, clastosoportados, con una matriz arenosa, rojiza o amarillenta en proporciones mínimas y que tiene estrecha relación con el sustrato alterado; el desgaste y el tamaño de los cantos están en relación directa e inversa con la lejanía de los frentes de sierra de los que proceden.

Los afloramientos en los que se puede ver el ordenamiento interno de estos depósitos, salvo excepciones, son muy escasos. Las estructuras son típicamente fluviales y pasan desde torrenciales en su cabecera a sistemas tipo "braided" en áreas medias o medio-distales (MARTÍN-SERRANO y MOLINA, 1989). En su conjunto son mantos de carácter conglomerático formados por abanicos coalescentes planos.

Uno de los rasgos más comunes de las rañas es la presencia de un planosuelo que tiene como característica más llamativa unas gravas cuarcíticas y areniscas con pátina "rojo-negruza" (ferruginosa) correspondiente a un epipedón arenolímoso de color gris, rico en matriz orgánica; en profundidad aparece un horizonte Bt prismático, rojo-amarillento y más abajo rasgos de hidromorfismo con cantos decolorados y abigarramiento en la matriz por hidrataciones o ferruginizaciones (ESPEJO 1978).

Entre las rañas y las laderas de las sierras hay una continuidad morfológica denida por un glacis de vertiente que se ha separado cartográficamente. Estos depósitos son coluviones y/o glacis de vertiente (26) prácticamente coetáneos con la etapa de aluvionamiento.

Los coluviones tienen cantos y bloques de cuarcita de marcadas heterometría empastados en arena y arcilla amarillenta con abundantes rasgos de hidromorfismo; tapizan las laderas y gradualmente pasan a los abanicos aluviales de la Raña y como ellos tienen estrecha relación con el sustrato alterado del que se nutren.

Algunos autores como MUÑOZ y ASENSIO (1975) creen ver en estos depósitos un origen periglaciado, deduciendo como mecanismos formadores el crioclastismo y la solifluxión. No obstante la opinión más generalizada es que estos coluviones se asocian a una intensa alteración finiterciaria ligada a ambientes húmedos y cálidos cuyos efectos se prolongan durante el Cuaternario, (MARTÍN-SERRANO y MOLINA, *op. cit.*).

1.5. CUATERNARIO

Esta etapa se cree que está marcada por el paso de las condiciones de la Raña al sistema fluvial actual. Los depósitos como tales son muy escasos puesto que predominan los procesos de encajamiento y erosión.

1.5.1 Terrazas: bloques, gravas y arcillas (28) Pleistoceno

Aparecen localizados en dos puntos al SE de la Hoja, sobre sustrato Proterozoico, unos 100 m por encima del nivel más alto de agua del Pantano de Cíjara (Río Guadiana).

Es una formación detrítica, de escaso espesor (menos de 15 m.), constituida por bloques de hasta 0'50 m y cantos, de aspecto litológico algo más variado que las rañas. Son depósitos sueltos, pero consolidados con matriz de carácter limoso-arenoso que presentan en general difícil observación ya que están derrubias en sus bordes.

1.5.2. Conos de deyección: cantos, gravas y limos (29). Holoceno.

Son depósitos de origen fluviotorrential originados por la pérdida en la capacidad del transporte del torrente o arroyo al cambiar bruscamente la pendiente del perfil longitudinal del mismo.

Se han diferenciado en cartografía dentro del Sinclinal de Helechosa-Navalonguilla y también en el contacto fallado de esta estructura con los materiales precámbricos-cámbricos. Están formados por cantos subredondeados y angulosos de arenas y cuarcitas con matriz de arenas y limos de color pardo negruzco.

1.5.3. Derrubios de ladera; coluviones y pedrizas de cantos cuarcíticos (30) Holoceno

Aunque no diferenciados en cartografía, estos dos tipos de depósitos presentan diferencias en su litología según el lugar de emplazamiento y que responden al área fuente de procedencia de sus materiales.

Los derrubios de Raña son importantes coluviones en cuanto a su extensión (no reflejada del todo en la cartografía) ya que la potencia es escasa (no superan los 2 m), aflorando el sustrato al mínimo encajamiento y/o acercamiento de las laderas. Están formados por los mismos materiales que las rañas, aunque con algo más de matriz, debido a la removilización, lo que les da un aspecto de fanglomerados que dió lugar a confusiones entre el aspecto fluvio-torrenciales de la Raña y el fanglomerático de sus derrubios. Su extensión dificulta muchas veces la observación de las formaciones infrayacentes ya que estos materiales enlazan directamente con los depósitos de "fondo de valle".

Los coluviones o depósitos de "piedemonte" propiamente dichos procedentes de la erosión de otras formaciones distintas a la Raña, están formados por cantos heterométricos y subangulosos de areniscas y cuarcitas con matriz arenoso-limosa, ocre-amarillenta, variable según las zonas pero siempre escasa.

Las "pedrizas" se emplazan sobre los coluviones con matriz en las laderas más inclinadas, al pie de los crestones de cuarcita y en las cabeceras de las incisiones de los arroyos actuales encajados en la Raña. De distribución irregular, escaso espesor y gran movilidad proporcionan abundante material de transporte a los cursos fluviales. Son fragmentos cuarcíticos sueltos, angulosos y heterométricos sin matriz alguna. Se disponen en forma de "abanico" o "cortina" recubriendo las laderas y destacando por su color gris y carencia casi absoluta de vegetación. Este material procede del intenso ataque mecánico a las formaciones cuarcíticas y areniscosas aprovechando los abundantes planos de diaclasado y fracturación que les afectan; el mecanismo responsable de la disyunción es el intenso crioclastismo, que aunque con intensidad más atenuada, se sigue en la actualidad.

1.5.4. Lacustre, eluvial: limos (31). Holoceno

Este apartado se refiere a una pequeña zona endorreica sobre la Raña de Casa Gandumba, próxima a la Carretera del Navalpino a Horcajo. Es una pequeña laguna, somera, de fondo plano, forma oval y escasa profundidad que se origina por encharcamiento temporal en época de lluvias; esto es consecuencia de la pequeñísima pendiente topográfica (6 por mil) de la Raña y de las dificultades de drenaje en un sustrato impermeable por acumulación arcillosa de los horizontes texturales edáficos. En verano se seca y los escasos depósitos que contiene, con limos y arcillas de color gris-negruzco, cantos dispersos y abundante materia orgánica, aparecen con una débil corteza salina.

1.5.5. Terrazas, gravas, arenas y limos (32); aluvial, fondo de valle, conglomerados, gravas, arenas y limos (33). Holoceno

Los componentes litológicos de estos depósitos están formados a expensas de las Rañas, coluviones y pedrizas, pero retrabajos por la acción fluvial incorporando materiales de las formaciones por las que discurre el río.

Están formados por bloques, cantos y gravas bien rodados, sin pátina, de composición principalmente cuarcítica y areniscosa, apareciendo también conglomerados, grauvacas y raramente pizarras; la matriz arenoso-limosa gris-claro aparece repartida en los niveles de aterrazamiento de

tipo "point-bar" en el Río Bohonal, proporcionando suelos muy fértiles, aunque el conjunto de estos depósitos tiene extensión reducida y escasa potencia (2m.).

2. TECTÓNICA

La existencia de materiales tanto precámbrios como paleozoicos, permite el registro de un amplio número de deformaciones que pertenecen a diferentes Orogéncias. Para el estudio singular de cada proceso deformativo es fundamental el uso de las discordancias existentes, ellas permiten la individualización de los diferentes procesos y su comparación mutua. Llegamos así a obtener cuatro grandes grupos de materiales, que de más antiguo a más moderno son: El grupo Domo Extremeño; el grupo Ibor-Navalpino; el grupo Valdelacasa y finalmente los materiales Ordovícicos y Silúricos (Figs. 1 y 5).

2.1. DEFORMACIÓN INTRAPRECÁMBRICA (D_p)

Los materiales del grupo Domo Extremeño afloran en cuatro áreas dómicas diferentes que trataremos por separado:

- 1) Domo de Valdelacasa: En un afloramiento de pequeña extensión en la parte noroccidental de la Hoja, las capas presentan un buzamiento fuerte (mayor de 70°) con pliegues locales cuyos ejes y planos axiales son de características hercínicas, pero que no guardan relación con la estructura existente en los materiales suprayacentes.
- 2) Domo de los Badenes: Tan sólo aparece una pequeña mancha de Precámbrico en el núcleo de este domo Paleozoico, pero recubierta de materiales plio-cuaternarios que hace casi imposible el reconocimiento de su estructura. Pudiéndose observar características similares a los del domo del Cíjara.
- 3) Domo del Cíjara: Corresponde a los afloramientos de los materiales del Grupo Ibor-Navalpino (al N y al E) y post-Cárnicos (al S), en la parte occidental del anticlinal de Navalpino.

En él aparecen materiales del tipo "facies desorganizada" que solo localmente y sin ninguna continuidad aparecen estratificados (en estos casos los buzamientos son casi siempre verticales y la estructura es en apariencia caótica) y materiales del tipo "facies organizadas" en el núcleo del Domo.

El trazado de la S1 hercínica también resulta bastante discontinuo, sobre todo debido a la fracturación tardihercínica, muy abundante en la zona con fallas N 50° O. Como excepción podemos citar pliegues en capas cuarcíticas en el borde occidental del domo, donde aparecen ejes verticales y planos axiales próximo a una dirección E-O.

- 4) Domo de Valdehorno: Situado en la parte oriental del Anticlinal de Navalpino, parece el resultado de una macroestructura anticlinal Cadomiense, aunque limitado al N por materiales del Cárlico inferior y al S por el postcárlico.

En él se observa el cambio de facies desorganizadas a organizadas, en su parte occidental y cerca de las confluencias del río San Marcos, el arroyo Valdehorno y el Guadiana. Puede apreciarse claramente que al igual que en el anterior Domo las facies organizadas ocupan una posición suprayacente respecto a las otras.

La estructura interna del Domo es complicada. El buzamiento de las capas es en un 95% vertical y el hecho que más resalta es la presencia de flancos a todas las escalas en las que no se marca a simple vista la S_1 hercínica, pero donde sí es visible al microscopio y resulta paralela a la estratificación. Estos flancos que alcanzan varios Kms. de longitud, pasan lateralmente a zonas de charnela ocupadas por pliegues de eje vertical y fuerte desarrollo de la S_1 hercínica, de plano axial de los mismos.

Este tipo de interferencia necesita que con anterioridad a la D_1 (primera deformación hercínica) existieran estos materiales con flancos diferenciados y ejes bastante verticalizados, lo que podría ser un efecto de la D_c (deformación Cadomiente) sobre grandes flancos de suficiente buzamiento (45°) previo. Debido a los efectos de la D_2 (segunda deformación hercínica) presente en todo el domo en bandas irregulares, pero siempre con una S_2 de orientación constante (20/90) y sobre todo a la falta de niveles de referencia cartográfica nos es imposible precisar si nos encontramos frente a un único flanco o existen más, y por tanto poco se puede decir de esta D_p (deformación intrapecámbrica), más que debió producir pliegues con buzamientos mayores o iguales a los 45° .

2.2. DEFORMACIÓN CADOMIENSE (D_c)

Los materiales Vendienses del grupo Ibor-Navalpino, aparecen tan sólo en el Anticlinal de Navalpino, y con mucha más frecuencia en su flanco N, pues en el otro flanco se sitúan formando una sinforma en la zona central del anticlinal. Aunque en el extremo SE de la Hoja aparecen otra vez en lo que parece ser la zona de charnela, en un afloramiento aislado de todos los demás.

El fenómeno más característico de estos materiales, es la presencia abundantísima de pliegues en forma de domos y cubetas atravesados por una esquistosidad S_1 (Tipo 1 de RAMSAY, 1967), tanto a pequeña escala (Cruce de la carretera Arroba-Fontanarejo con el río San Marcos y diversos lugares del margen N del embalse del Cíjara a la altura central de la Hoja), como a escala cartográfica (sinforme del flanco sur y zona de Charnela en el extremo SE). Se interpretan como formados por un plegamiento anterior al que se le superpone el plegamiento hercínico de D_1 ; la dirección de la S_1 nos sirve en cada caso para reconstruir los efectos de la cizalla de D_2 hercínica; estos efectos al igual que en el caso de los materiales del Cámbrico inferior son especialmente notables en el borde SE de la Hoja, donde la flexión de la S_1 se evidencia pasando a una dirección 20N/90, mientras que en el resto del anticlinal y en estos materiales el trazado de la S_1 es por lo general ONO-ESE. Dada la no presencia de pliegues previos a la primera fase hercínica en los materiales del Grupo Valdelacasa, es evidente que se trata de una deformación previa al Cámbrico inferior afectando a materiales Vendienses por lo que atribuimos estos pliegues a la fase Cadomiente (Precámbrico terminal). La dirección de los ejes de los pliegues, en el sector central es N 20° E, mientras en la parte oriental es N 30° O, por lo que la dirección original debe de

ser la primera citada, o en todo caso N/S. Según la forma de las interferencias, estos pliegues debían de estar suficientemente amplificados como para poseer una esquistosidad aunque no fuera muy desarrollada, sin embargo, ésta no se ve, y cuando se ve alguna otra esquistosidad diferente a la S_1 , se trata de fenómenos locales del S_2 ligeramente oblicuos a la S_1 .

Otro fenómeno observable de la cartografía es el salto brusco tanto litológico como sedimentológico dentro del grupo Ibor-Navalpino. La separación corresponde a una zona de fracturación de trazado NNO/SSE, en la zona central del anticlinal. Esta zona está sujeta a fracturación posterior del tipo de las fallas tardías hercínicas, que no muestran gran importancia en el post-cámbrico (área al norte del Torilejo) por lo que deben haber jugado en la deformación Cadomiense, esto explica que en el flanco sur se dibuje el trazado de una cubeta casi perfecta, mientras al norte no ocurre esto. Sin embargo, dada la falta de elementos cartográficos por el cambio del tipo de materiales (Plataforma-Talud) no es posible saber con certeza cuál fué su funcionamiento concreto.

En cuanto a la deformación Sárdica, seguro que afecta también a estos materiales, pudiendo reactivar estas últimas fallas, aunque dada la complejidad existente es difícil asegurarla, en cualquier caso la presencia generaliza de materiales en el flanco norte y su ausencia en el flanco S, (excepto en la zona central) podría estar relacionada con la misma, aunque podría tratarse de un fenómeno asociado a los macropliegues Cadomienses (obsérvese la zona sinformal Cadomiense aislada en el borde SE).

Estos materiales reposan discordantes sobre el Grupo Domo Extremeño, lo que se evidencia tanto cartográficamente (borde SE) como en corte (Vertiente del Carrizar, en el margen norte del embalse de Cíjara en la zona central del anticlinal) y sobre ellos a su vez aparecen siempre discordantes (o en contactos mecanizados difíciles de precisar) tanto los del Grupo Valdelacasa (Zona de Arroyo Valdehornos y Dehesa de Fontanarejo) como los materiales post-cámbicos (Zona occidental y zona del Guadiana).

2.3. DEFORMACIÓN SÁRDICA (D_S)

Los materiales utilizados para deducir la presencia de esta fase son los del grupo Valdelacasa. Estos aparecen tanto en el Anticlinal de Valdelacasa al N, como en el de Navalpino al S.

En el Anticlinal de Valdelacasa aparecen en los dos flancos si bien en el flanco meridional, lo hacen exclusivamente a nivel basal (Brecha del Membrillar, Hoja de Anchuras 709). En el otro flanco, los materiales forman una serie buzando, casi siempre, suavemente ($< 50^\circ$) al NE. En ella, los pliegues menores, todos de características hercínicas de primera fase aparecen poco amplificados y con la S_1 , por lo general, formando abanico, que dado el carácter pizarroso de los materiales deben interpretarse como fenómenos de apretamiento pre- "buckling" (RAMSAY, 1967). No se observan efectos debido a la cizalla de segunda fase hercínica de este anticlinal.

La discordancia Sárdica puede observarse perfectamente en la esquina NE de la Hoja, donde las materiales de la Fm. Azorejo se introducen claramente bajo la base del Ordovícico con un ángulo entre 5 y 10° . Asimismo, la desigual distribución de materiales en uno y otro flanco del anticlinal, es producto de efectos sárdicos.

En el Anticlinal de Navalpino, aparece el Cámbrico inferior únicamente en su tercio más oriental, y tan sólo en el flanco N. La primera fase Hercínica produce pliegues aquí semejantes a los descritos, pero al corresponder a esta Hoja solamente una pequeña parte de un flanco, sólo se pueden observar ligeras flexiones de flanco en "Z". Los efectos de la D₂ (segunda fase hercínica) pueden verse aquí claramente, teniendo por una parte fallas verticalizadas de trazado E-O con movimientos levógiros que producen el alargamiento del flanco, y por otra, el despegue en gran parte del trazado de las dos discordancias que limitan a techo y muro estos materiales. El trazado de la S₁ varía, también, por efecto de la cizalla D₂, pues si en la zona de Navalpino es paralela a la que se observa en el post-cámbrico, más al E inflexiona hasta una dirección 125/90, formando parte de un gran pliegue que puede observarse en la vecina Hoja de El Robledo (735). En este caso empieza la S₁ a ser acompañada de una S₂ de crenulación muy espaciada y de dirección aproximada 20/90 E.

La discordancia Sárdica también es aquí claramente visible por el trazado de la Brecha de Navalpino, que se introduce casi ortogonalmente bajo el Ordovícico (lo que seguramente es un fenómeno acentuado por los despegues antes mencionados), pero sobre todo por el aumento continuado del espesor de materiales del Cámbrico inferior hacia el E.

Podemos entonces indicar ya, que la deformación Sárdica se corresponde con un basculamiento generalizado hacia el NE, probablemente limitado por grandes fracturas subverticales. Esto explicaría tanto la distribución asimétrica de los materiales del Cámbrico inferior en los flancos de las estructuras mayores, como el carácter también asimétrico de los pliegues importantes producidos. Asimismo, explica la discordancia Sárdica, la presencia de pliegues de la deformación D₂ hercínica acompañados de una S₂, fenómenos no observados en la serie Ordovícico-Silúrica indicando la existencia de un despegue entre ambos ciclos a nivel Zócalo/Cobertera (Cámbrico inferior-Post-Cámbrico). El ángulo de discordancia parece similar en todos los casos, cifrándose en torno a un valor ligeramente inferior a los 10°.

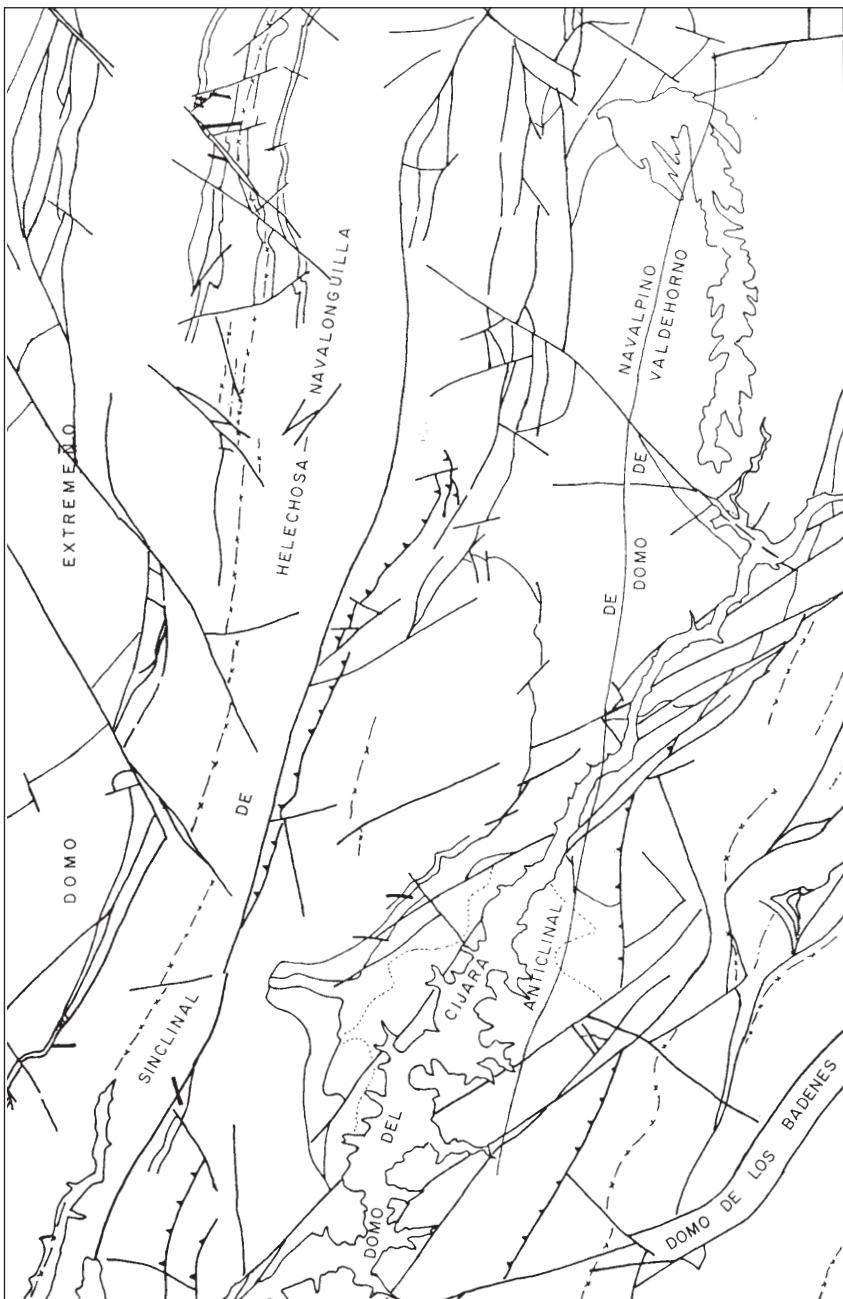
2.4. DEFORMACIONES HERCÍNICAS

Los materiales del Ciclo Ordovícico-Silúrico presentes en la Hoja están afectados por una deformación hercínica coherente con su posición dentro del Macizo Hespérico. Se trata de dos deformaciones bien diferenciadas que describimos a continuación y una serie de fracturas tardías.

2.4.1. Primera deformación hercínica

Produce pliegues paralelos (RAMSAY, 1967) que presentan a menudo morfología "en cofre" con flancos que buzan por encima de los 45-50° y charnelas casi horizontales. Son pliegues en general sin vergencia, cuyo trazado es ONO/ESE con tendencia en ocasiones a ponerse O/E y su inclinación es en conjunto nula, aunque localmente se dan tanto al E, como al O. Puede decirse, que el plegamiento está controlado por la presencia de una formación mucho más competente que todas las demás, la "Cuarcita Armoricana". En esta Hoja, pueden observarse en base al trazado de dicha cuarcita cuatro grandes estructuras, que de N a S son; El Anticlinal de Valdelacasa, el Sinclinal de Helechosa-Navalonguilla, el Anticlinal de Navalpino, y su flanco Sur con estructuras menores relacionadas con el Sinclinal de Puebla de Don Rodrigo (Fig. 5).

Fig. 5. Mapa Tectónico.



En los niveles pelíticos se desarrolla una esquistosidad del tipo "clivaje pizarroso" o "clivaje grosero" (BASTIDA, 1980), siendo de plano axial en los casos en que se han visto pliegues menores.

En ocasiones, las cuarcitas del Caradoc y Silúrico se encuentran afectadas por pequeñas cuñas, en general, intraformacionales y pequeños pliegues-falla relacionados con esta primera fase y debidas probablemente a peculiaridades litológicas de ámbito local como puede ser la presencia de rocas volcánicas, etc.

2.4.2. Segunda deformación hercínica (D_2):

Consiste en una cizalla levógira de orientación general E/O y ONO/ESE, que afecta discontinuamente a toda la zona. Debido al papel directo que la "Cuarcita Armoricana" ejerce en el plegamiento de la primera fase, los fenómenos de cizalla se circunscriben a los flancos más verticalizados de estos pliegues, quedando las amplias zonas de charnela bien sean anticlinales o sinclinales, exentas de ellas. Sin embargo, no todos los flancos verticalizados se encuentran afectados, sino que lo hacen de una manera alterna, así en el cierre del Anticinal de Valdelacasa, el flanco N no se encuentra afectado, (lo que puede verse en la Hoja, pero queda aún más claramente demostrado en la prolongación de esta estructura hacia el E en la Hoja 735, El Robledo), mientras el flanco S si lo está. Por el contrario, en el Anticinal de Navalpino, es el flanco N, el que se encuentra cizallado, mientras el flanco S no lo está, si hacemos excepción del límite más occidental (Zona de Villarta), en el que se mezclan otras estructuras.

Los fenómenos de Cizalla producidos consisten básicamente en una fracturación en forma de "Duplexes de Strike-Slip" (WOODCOCK y FISCHER, 1986), como sucede en todo el borde S del Anticinal de Valdelacasa, en cuya mitad occidental tiene el carácter de "dúplex extensivo", mientras que en la oriental es de carácter opuesto. Llaman la atención una serie de fallas de componente distensivo pero también y sobre todo levógiro de orientación N 50°E que afectan a los dúplex previos, y que aunque parecen claramente posteriores, pueden sobreimprimirse sobre estructuras previas de la misma orientación y carácter distensivo, ya que las presentes en la zona central parecen separar la parte extensiva de la compresiva en el dúplex y su dirección coincide plenamente con la que podría esperarse en una cizalla levógira general de orientación N 30°E. Se da además la circunstancia de que son las únicas que llegan a afectar al sinclinal situado más al Sur (S. de Helechosa-Navalonguilla), cosa que no sucede con ninguna de las estructuras de la zona de Cizalla D_2 , por lo que tienen un claro juego posterior.

El flanco N del Anticinal de Navalpino, presenta unos fenómenos de cizalla diferentes a los descritos, pues no es clara la existencia de un duplex. Se trata en este caso de varias fallas que, si bien, son verticales como en el caso anterior parecen presentar fuertes componentes cabalgantes, siempre hacia el S, lo cual, es evidente en la mitad occidental de la zona, donde estas fallas laminan el flanco y separan claramente la zona sinclinal de las flexiones de la charnela del anticinal. En el borde la Hoja parecen todas converger a una sola. En la zona oriental, las fracturas se separan entre sí llegando alguna a cambiar ligeramente de dirección, cortando el trazado de la estratificación de la "Cuarcita Armoricana" con hasta 30° de oblicuidad. Esta estructura se continuaría en la Hoja 735, (El Robledo) donde se aprecia que afecta a la zona de charnela del anticinal, por lo que debe tratarse de una zona de transferencia del movimiento.

El Sinclinal de Helechosa-Navalonguilla aislado como se indicó, entre las dos zonas de cizalla descritas, no muestra ninguna evidencia de esta fase de deformación, siendo su trazado continuado y no resultando la inclinación de su eje afectada, puesto que permanece siempre muy próxima a la horizontal, pero si muestra una muy suave flexión desde dirección ONO/ESE a O/E, lo que debe interpretarse como una acomodación a la estructura general. Algo parecido sucede con la zona de charnela del Anticlinal de Navalpino en su zona oriental, puesto que tanto la S_1 como los pliegues no resultan sustancialmente modificadas. Sin embargo, en la zona occidental, se producen suaves figuras de interferencia en domos y cubetas, pero que no sobrepasan nunca los 20-30° de flexión, sin que cambien la orientación tampoco ni de la S_1 , ni de los ejes de los pliegues, y es probable que su origen sea incluso más tardío.

El flanco S del Anticlinal de Navalpino no muestra como ya se dijo estructuras de cizalla levógira (lo que se evidencia en la continuación hacia el SE de las estructuras en las Hojas nº 757, 758 y 735) ya que incluso es muy continuo el trazado de los pliegues menores, sin embargo en la esquina SO de la Hoja, las cosas son muy diferentes, puesto que en el contacto con el precámbrico, este se presenta cabalgante sobre el post-cámbrico, que resulta invertido, lo que constituye una excepción a toda la zona existiendo también cabalgamientos inmediatos al sur de este que separan y superponen estructuras menores entre sí, se trata de una zona compleja en la que, aunque visible solo una esquina, cambia la forma de los pliegues de D_1 , transformándolos en formas complejas, por lo que probablemente se trate de otra zona con transferencia de movimiento entre anticlinales.

En conjunto, la inmensa mayoría de las estructuras producidas en esta fase tienen carácter frágil, con ausencia clara de otras estructuras dúctiles como pueden ser pliegues, etc. y la excepción la constituyen algunas flexiones localizadas que resultan del arrastre de las principales fracturas cuando éstas se hacen oblicuas a la estratificación del alóctono.

2.5. ESTRUCTURAS TARDÍAS

Se engloban en este capítulo una serie de fracturas que afectan a todas las estructuras anteriores, se trata de un sistema conjugado de fallas de trazado NO/SE dextrógiros y NE/SE levógiros. Como ya se indicó anteriormente, las segundas parecen sobreimponerse a estructuras previas, sin embargo, el otro juego no lo hace.

Una de las fallas más llamativas de este último juego afecta tanto al flanco N, como al S del Anticlinal de Navalpino, en el caso del primero resultan afectados tanto el trazado de los pliegues como el de la zona de cizalla de D_2 ; en el flanco sur, al no existir esta cizalla previa sus efectos se muestran muy claros, pudiéndose cifrar su movimiento en torno a los 2 Km. (Falla del Cíjara).

En las zonas en que predomina un sistema, no lo hace el otro, aunque en el sinclinal de Helechosa-Navalonguilla pueden verse ambos sistemas, precisamente aquí el carácter conjugado resulta claro y dada su orientación y movimiento responde a una compresión N-S, lo cual podría ser compatible con la D_2 , sin embargo, dado la superposición de estructuras descritas, de estar estas fracturas asociadas a dichas deformaciones corresponderían a sus últimos movimientos. Si se las supone deformaciones de otra etapa es fundamentalmente debido a que la Falla del Cíjara es difícil de incluir en un sistema de Cizalla levógira de trazado N 30°E.

2.6. CRONOLOGÍA DE LAS DEFORMACIONES HERCÍNICAS

-Deformaciones prehercínicas

La deformación más antigua que afecta a los materiales del 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.), aunque tentativamente podría estimarse una edad Vendienense medio-superior. SAN JOSÉ (1984) la denomina Discordancia Oretánica.

A la deformación más antigua que afecta a los materiales del Grupo Ibor, discordantes sobre los anteriores, podría estimársele también de modo tentativo una edad 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 Vendienense superior-Cámbrico inferior. Su edad puede ser Cámbrico medio-superior a Tremadoc ?.

-Deformaciones hercínicas

En esta Hoja no son suficientes los criterios estratigráficos disponibles para datar con precisión las deformaciones hercínicas, siendo necesario tener en cuenta criterios regionales. En el Sinclinalio 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 sedimentos 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 postectónico, y la granodiorita de Fontanosas, postfase-1, ha sido datada en 302 ± 7 m.a., esto es Westfaliense superior (SAUPE, 1973). La edad de la deformación principal hercínica está situada pues entre el Devónico superior y el Westfaliense superior.

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

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

2.7. 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 y finioligocena, miocena inferior, intravallesiense o del Mioceno superior, y pliocenas. Entre ellas las que tienen mayor repercusión en la creación de estructuras son las finioligocena 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-Tortoniense basal). PÉREZ GONZÁLEZ (*op. cit.*) aboga por dos etapas distensivas fundamentales. La más antigua sería responsable de la apertura de las cuencas principales llenadas 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). Este mismo autor cita nuevos reajustes tectónicos de menor intensidad que preceden a la instalación de la Raña (Iberomanchega 2).

Tanto en los Campos de Calatrava, como en el 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

En el ámbito de la Hoja, el paisaje está definido por un modelado de tipo apalachiano en el que alternan las sierras cuarcíticas de cumbres arrasadas con los valles o depresiones de tendencia planar excarados entre ellas. Estas zonas deprimidas pueden estar recubiertos por depósitos finiterciarios a cuaternarios, o incluso anteriores que suponen un modelado pre-eoceno en sus rasgos principales, (GARCÍA ABAD y MARTÍN-SERRANO, 1980).

Se pueden diferenciar varios dominios geomorfológicos en relación directa con las unidades morfoestructurales definidas por las grandes estructuras hercínicas aquí presentes y descritas en el apartado 2 (Tectónica).

- Sierras cuarcíticas y altas superficies.
- Depresión de Navalonguilla
- Depresión de Arroyo Bohona, Guadiana y Arroyo valtriguero
- Plataformas y zonas degradadas de las rañas.

3.1. LAS SIERRAS CUARCÍTICAS Y ALTAS SUPERFICIES

La "cuarcita armoricana" es el principal elemento constructor del relieve actual. las directrices definidas por el mismo son estructurales, aunque no exactamente hercínicas pues el rejuego de las fallas tardías produce desplazamientos y condiciona la red de drenaje. Estos relieves se sitúan en los flancos de las estructuras mayores y presentan orientaciones ONO-ESE.

Las diferencias en altimetría de las cumbres no son excesivamente acusadas situándose entre los 900 m, (Sierra del Gavilán) y los 700 m, (Frontón de la Dehesilla) con un promedio de 800 m, (Sierras del Piornal, Pedrizón, de la Umbría, de los Leones o de la Rinconada, etc.). En general, la "superficie de cumbres" está ligeramente desnivelada y basculada hacia el noroeste.

La incisión del río Guadiana y sus tributarios ha sido muy importante, dando lugar a una intensa degradación de la primitiva superficie de erosión. Las diferencias de cotas entre el cauce del Guadiana (hoy cubierto por el Embalse de Cíjara) y las superficies más altas es del orden de 450-500 m.

Las vertientes de las sierras cuarcíticas están relativamente estabilizadas y tapizadas por depósitos coluviales antiguos; tan solo existe una cierta movilidad en las "pedrizas" o "canchales" situados en la cabecera de torrentes y arroyos.

3.2. DEPRESIÓN DE NAVALONGUILLA

Se sitúa en la zona interna de la estructura sinclinal de Helechosa-Navalonguilla, estando en relación regional con la estructura sinclinal de Guadarranque.

Sus flancos o zonas de enlace con las crestas cuarcíticas del Ordovícico inferior son las alternancias de cuarcitas y pizarras de Pochico y en mayor medida los potentes depósitos de Pizarras con Neseuretus. El núcleo está formado por pequeños relieves estructurales definidos por las Cuarcitas de Canteras y las cuarcitas silúricas, ambas separadas por tramos pizarrosos. En ambos flancos de la citada estructura, aunque más en el sur, se conservan bastantes hombreras de Raña sobre la cota 680-620 m.

3.3. LAS DEPRESIONES DE ARROYO BOHONAL, GUADIANA Y ARROYO VALTRIGUERO

Se implantan sobre los materiales precámbrico-cámbicos de los Anticlinales de Valdelacasa, Navalpino y Cortijo de los Badenes. Dan lugar a zonas deprimidas de relieve alomado rodeadas por sierras cuarcíticas; están drenadas por el Arroyo Bohonal, el río Guadiana y sus tributarios (Tamujar, Tamujoso, etc) y el Arroyo Valtriguero.

La depresión del Guadiana, la más importante, ocupa considerable extensión en el centro-sur de la Hoja. Sobre los materiales precámbrico-cámbicos poco alterados del sustrato se reconoce la existencia de una antigua superficie de erosión, muy recortada por la fuerte incisión del Guadiana, que se establece sobre los 580-560 m. Esta superficie está muchas veces fosilizada por los materiales del Plioceno -superior, si bien la construcción de la misma debe haberse iniciado en tiempos más antiguos (Paleógeno-Mioceno inferior?). Hoy día no puede observarse la natu-

raleza de la incisión y encajamiento del río Guadiana ya que el valle del citado río está recubierto por las aguas del Embalse de Cíjara cuya cota máxima se sitúa en los 420 m.

3.4. PLATAFORMAS Y ZONAS DEGRADADAS DE LAS RAÑAS

Las rañas destacan ampliamente en el mapa topográfico ya que su forma cartográfica y morfología son inconfundibles; aparecen bien representadas en el norte, este y suroeste de la Hoja.

Se caracterizan por la existencia de plataformas, con morfología de glacis de piedemonte, suavemente inclinadas hacia la zona central de los valles de los ríos más importantes. Estas plataformas están tapizadas por los depósitos de la Raña que normalmente corona los relieves aplanados (MARTÍN-SERRANO y MOLINA, 1989). Estos depósitos están definidos por abanicós y conos aluviales coalescentes, que morfológicamente se pueden evidenciar mediante el trazado de isohipsas, ya que haciendo abstracción de las entalladuras de los cursos actuales, permanecen escasamente degradados.

Es característica la presencia de una potente alteración pre-Raña que afecta a los materiales sobre los que esta reposa; esta alteración es generalizada en los Montes de Toledo y Extremadura (MOLINA y BLANCO, 1980; MOLINA *et al.*, 1985; GARCÍA ABAD y MARTÍN-SERRANO, 1980).

El sistema de drenaje actual corta a las rañas en profundos valles que dibujan una trama de red en "horquilla" con cauces bastante paralelos entre si y paralelos también a la pendiente general de las plataformas (más consecuentes); en este caso la influencia de la fracturación del sustrato ha sido secundaria. Son valles estrechos y relativamente profundos con desniveles que alcanzan los 100 m, y vertientes escarpadas y tapizadas por los derrubios de la Raña y de los materiales alterados del sustrato. Las características plásticas del material derrumbado origina frecuentes movilizaciones de las laderas (deslizamientos, coladas de barro, etc.). En estos valles no son frecuentes los acarcavamientos.

El fondo de los valles es frecuentemente rocoso, con zonas de aluvión estrechas, donde el encajamiento es mayor; por el contrario si la incisión es pequeña y apenas penetra en la Raña o en los primeros metros del frente de meteorización del sustrato, los fondos son amplios y planos, yuxtaponiéndose los recubrimientos de las dos laderas del valle.

3.5. EVOLUCIÓN DEL RELIEVE

Como ya se indicó, el principal elemento constructor del relieve lo constituyen las ortocuarcitas "facies armoricana" y sobre ellas se emplaza el rasgo morfológico más antiguo: el "nivel de cumbras" tan característico de los Montes de Toledo, MUÑOZ (1976) indica que las superficies de cumbres son testigos de lo que se podría definir como un "sistema de superficies estructurales derivadas" resultantes del arrasamiento de los niveles superiores, blandos y plásticos de la serie sedimentaria hasta alcanzar las duras y muy fracturadas cuarcitas arenigüenses en las zonas de charnela de los anticlinorios. Por tanto, para este autor, la isoaltitud de los conjuntos montañosos de Los Montes de Toledo, no sería testigo del estadio final de un ciclo erosivo, sino de un momento en el continuo y complejo preceso morfogenético que los viene afectando desde su levantamiento orogénico. Este momento es aquel en el que la erosión pasa de actuar de una lito-

logía homogénea y blanda (pizarras) a otra litología dura, bajo la que se encuentran niveles menos resistentes, es decir, cuando debido a factores estructurales, la acción erosiva pasa de un simple arrasamiento a iniciar el desmantelamiento de los anticlinorios. Esta sugestiva hipótesis, evidentemente relacionada con la teoría de KLEIN (1959) de evolución de las "superficies de agradación y regradación", en contraposición ofrece, sin embargo, puntos oscuros cuya resolución excede del ámbito de este estudio.

Sin embargo, la idea más generalizada es que la "superficie de cumbres" corresponde a un nivel de arrasamiento antiguo (Finicretálico o Paleógeno), la superficie fundamental de la Meseta (SOLE, 1952), superficie inicial (MARTÍN-SERRANO, 1979), cuya degradación en época alpina genera el relieve apalachiano que caracteriza gran parte de los Montes de Toledo (GARCÍA ABAD y MARTÍN-SERRANO, 1980), en el que el papel de la alteración que afecta al sustrato paleozoico desempeña un papel fundamental.

Hasta la formación de la Raña no se encuentra otro nivel morfológico importante, aunque fosilizado por ella existe un rasgo anterior inicial definido por una intensa meteorización que ha sido reconocida en estos y otros lugares de la Meseta (MOLINA, 1975; MOLINA y BLANCO, 1980; MOLINA *et al.*, 1985) que se conoce como alteración pre-Raña (y pre-Terciaria) y que tiene implicaciones geomorfológicas muy destacadas, sobre todo en la génesis del relieve precedente (GARCÍA ABAD y MARTÍN-SERRANO, 1980).

Los abanicos aluviales que conforman la Raña se depositan sobre dicha superficie alterada, colmatando las depresiones existentes entre los relieves y dando lugar a formas extensas de glacis de pie de monte.

Por encima de esas plataformas, toda la geomorfología es heredada de esa o anteriores etapas; los retoques, mínimos, se restringen a las "pedrizas" de las laderas, en las sierras más importantes. Por debajo del nivel de Raña el modelado es enteramente cuaternario, con predominio de procesos denudativos en continuidad hasta nuestros días.

4. PETROLOGÍA

4.1. PETROLOGÍA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS

Bajo esta denominación se engloban términos porfídicos y holocrystalinos de diversos tamaños de grano, desde fino hasta pegmatoide en distinto grado de transformación secundaria que han enmascarando la mineralogía original.

Esta se compone generalmente de clinopiroxeno, anfibol y plagioclasa como principales constituyentes y biotita, opacos (quizá ilmenita) aureolada en ocasiones por esfena y apatito como accesorios más frecuentes. Corresponde esta mineralogía a un químismo de tipo intermedio de aquí que se puedan clasificar como dioritas los tipos holocrystalinos, estando las rocas con textura porfídica generalmente tan transformadas que resulta arriesgado encasillarlas en una denominación concreta.

Existen además algunos casos más silíceos y que parecen contaminados por las rocas sedimentarias del entorno en que aparecen intercaladas entre las rocas ígneas.

Respecto a las características de los minerales cabe decir que el piroxeno es tipo augita, incoloro y con un ángulo de extinción grande. Es hipidiomorfo con secciones rectangulares y basales poligonales en las que se suelen definir los 2 sistemas de exfoliación. Lógicamente es el primer mineral cristalizado entre los principales y sufre transformación posterior y retromorfosis a anfibol castaño y minerales secundarios. Este anfibol castaño, tipo hornblenda, se sitúa periféricamente al piroxeno y a veces también crece en grandes cristales en rocas sin este mineral. La plagioclasa incluye siempre a los máficos, no esta zonada y tiene macras polisintéticas o a veces más complejas; su composición aproximada es de oligoclasa. Su hábito es tabular, hipi o xenomorfo, en cristales generalmente de gran desarrollo.

Entre los minerales accesorios destacan los opacos tipo ilmenita, uno de los primeros cristalizados, y también opacos de hábito generalmente tabular o laminar en las rocas más transformadas. Los apatitos son también bastante abundantes y de hábito casi acicular en todos los casos.

La biotita se caracteriza siempre por su color muy rojizo, suele incluir circones con halos pleocroicos y su presencia, como es lógico, está en razón inversa a la del piroxeno.

Las transformaciones secundarias se pueden describir en tres etapas, una primera de anfibolitización (actinolita-tremolita) de los máficos ya descritos, una segunda de cloritización de estos y una posterior de carbonatación que puede ser muy intensa, que llenan cavidades y transforma toda la mineralogía original y las características texturales. Contemporáneamente a las dos primeras las plagioclasas se sericitizan con mayor o menor intensidad.

Por último, hay que mencionar también la aparición de cuarzo ligado a estas últimas fases formando agregados de tendencia redondeada y carácter intersticial.

Respecto a las rocas con textura porfídica los fenocristales más grandes, idiomorfos, corresponden en el caso más frecuente a félidos transformados en agregados de cuarzo y carbonatos hay algunos opacos y micas que presentan aureolas de opacos.

La matriz es microlítica con seudomorfos de máficos muy abundantes y de pequeño tamaño. Hay opacos muy abundantes pulverulentos y el resto está constituido por sericita y carbonatos en forma de venas y con algunas estructuras vesiculares. Como único representante no secundario aparece de forma muy ocasional biotita.

4.2. METAMORFISMO

El metamorfismo que afecta a los materiales pre-ordovícicos es de grado muy bajo, empleando la terminología de WINKLER (1978), 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 y Mg en el sedimento que un aumento del grado de metamorfismo hacia condiciones algo más altas.

4.3. DIQUES DE CUARZO

Solo se han representado algunos diques de relleno de fracturas, normalmente asociados al sistema de trazado NO.-SE, que aunque tienen escasa potencia (1-5 m) presentan un desarrollo longitudinal y un resalte topográfico apreciable.

Están constituidos exclusivamente por cuarzo, frecuentemente la estructura es brechoide, observándose cristales fragmentarios de cuarzo anguloso que están rodeados de una mesostasis silícea casi criptocristalina, es frecuente que también presenten impregnaciones de óxidos de hierro en proporciones variables.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

-Tiempos Precámbricos (Precámbrico terminal a Véndico-Cámbicos)

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 (apt. 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 Ulbor y Valdelacasa, ÁLVAREZ NAVA *et al.* (1988), las mismas que entre el Alcudiense inferior y el superior., BOUYX (1970), ORTEGA *et al.* (1983).
- b) Una sedimentación de tipo flysch (Grupo Domo Extremeño) relacionada con depósitos sino-rogénicos en una 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 Centroibérica (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 (olistostromas) 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 Panafríaca, 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, se produciría una restructuración del área mediante grandes fallas normales que controlarían la sedimentación de los Grupos Ibor y Valdelacasa (Alcudiense superior), ORTEGA *et al.* (1988), como también se indica en la última parte del párrafo anterior. Las discordancias preordovícicos y la sedimentación de las series del Tremadoc 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 detrítica-carbonatada abierta hacia el E-NE. La sedimentación del Grupo Valdelacasa (discordante sobre los dos grupos 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 evolucionan 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, 1981) 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 por grandes fracturas subverticales. Recientemente se atribuye un carácter extensional a esta deformación en la que se generaría basculamientos y semigrabens ligados a las 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 Sárdica se produce la transgresión ordovícica. GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (1990) agrupan los diversos episodios sedimentarios o megasecuencias que forman el Hiperciclo postcámbrico, de la Zona Centroibérica, 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 tec-

tónica 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 un ascenso relativo 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, Castiblanco, Anchuras, Espinoso del Rey y Puente del Arzobispo) e incluso fluviales o costeras (Herrera del Duque, Villarta, Fontanarejo 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 Cuarcitas 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 Armorcana es su gran extensión superficial que desborda los márgenes de sedimentación (transgresión) 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 períodos de gran aporte siliciclástico quizás relacionado con disminuciones de la velocidad de ascenso relativo del nivel del mar. Este dispositivo supone una cierta heterocronía de la Cuarcita armorcana 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 "Neseureetus" y Areniscas de los Rasos). El segundo tienen una edad Llandeilo inferior-superior a Caradoc inferior (Pizarras Guindo o Botella hasta las Cuarzas Botella o Cantera inclusive). 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") y 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 equivale a 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 relentización 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, Castilbanco 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 (vulcanismo 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 estiramiento cortical acompañadas de la salida de productos volcánicos basálticos fisurales.

La sedimentación continúa durante el Ordovícico más superior (Ashgill superior), Silúrico y Devónico del área de Almadén, en ambientes de talud y plataforma abierta que evolucionarán 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 una 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. 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 zona carece de registro sedimentario mesozoico y paleógeno. 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 crestones cuarcíticos de las sierras (nivel de cumbres de Montes de Toledo). Retazos de esta superficie de erosión se conservan en las sierras del Gavilán, Pironal, Umbría, de los Leones, etc. de las que se puede

deducir unligero desnivel hacia el Noroeste. 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 lateración 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 a laactuar 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 rexitásicas, 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 Penillaura Cacereña), no está representada en Montes de Toledo y de conservarse, habría que situarla por debajo de las corazas ferralíticas premiocenas o de los depósitos detríticos mio-pliocenos que llenan las cuencas intramontanas, ya definidas para esta época. El proceso de labrado del paleorelief paleógeno estaría ligado al avance de manto 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 generaría las corazas ferralíticas y otra zona más baja y alejada de acumulación de iones y de sílice y de epigénesis montmorilloníticas (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 a moderadamente energético), que inicia la colmatación de las cuencas con depósitos detríticos arenoso-arcillosos y conglomeráticos que no tiene casi reflejo en la Hoja. Este sistema drenaba hacia la Cuenca Manchega, posiblemente hacia el sur y sureste, conectando las cuencas a través de portillos abiertos en las barras de cuarcitas.

Al final del Neógeno, posiblemente durante el Plioceno superior (Villafranquense superior según PÉREZ GONZÁLEZ, 1979), una crisis climática húmeda o un nuevo reajuste tectónico (PÉREZ GONZÁLEZ, 1981), ocasiona el depósito de las rañas. Sin embargo, este emplazamiento que tiene de a relacionarse para algunos autores con las primeras crisis climáticas pleistocenas y en concreto con el pluvial Villafranquense (MUÑOZ; 1976); y para otros, con un clima estacional y no necesariamente árido (MOLINA, 1975), también tiene de a relacionarse con fenómenos tectónicos finialpídicos difíciles de entender (MARTÍN ESCORZA, 1977; REDONDO y MOLINA, 1980). Ambas son hipótesis ya que los rasgos neotectónicos y morfotectónicos ligados a ella no son muy frecuentes y este es el motivo que induce a MARTÍN-SERRANO (1988, 1991) a relacionar la Raña con una captura fluvial atlántica.

Desde este episodio hasta la actualidad, la fisonomía del paisaje solo ha variado en las zonas degradadas de las rañas, ya que la red hidrográfica progresó a través de estas dando lugar a algunas terrazas y conos pleistoceno-holocenos, representados sobre todo en el valle del Arroyo Bohonal.

6. GEOLOGIA ECONÓMICA

6.1 MINERÍA

Los indicios mineros de la zona son muy escasos. El más importante corresponde a la mina de el Bohonal, en el extremo NO de la Hoja.

Las labores mineras son perfectamente visibles 1 Km al SE del pueblo, junto al arroyo del Bohonal-Horcajo; las instalaciones están parcialmente desmanteladas y la boca-mina cerrada e inundada, sin duda por la proximidad del arroyo.

Las muestras recogidas en la escombrera muestran blenda, pirita, galena y siderita, se trata pues de un típico yacimiento B-P-G; la roca caja son lutitas verdes de la Fm. Limolitas y pizarras bandeadas (10).

Otros indicios que se han observado, aparecen en el cuadrante NE de la Hoja: de Baritina en el arroyo del Portezuelo, y otros en forma de calicatas, sin poder identificar el mineral, al sur del Cerro Alcuruchón.

6.2. CANTERAS

Como rocas apropiadas para la utilización industrial, aunque la zona es pobre para este fin, podemos destacar tres tipos de materiales susceptibles de explotación, por un lado las rocas carbonatadas del Grupo Ibor que afloran en el núcleo del Anticlinal de Navalpino, se trata de dos afloramientos estrechos pero con gran continuidad situados al E y NE de Villarta, a ambos lados del Guadiana, los accesos son malos y las reservas escasas.

Los materiales cuarcíticos, ampliamente distribuidos en la Hoja pueden considerarse buenos para su utilización en obras públicas, para firmes y áridos. La dureza de estos materiales hace difícil y costosa su extracción y machaqueo, pero el gran desarrollo de los canchales, con cantos subangulosos, los hace susceptibles de aprovechar directamente una vez clasificados por tamaños; no hay ninguna cantera abierta y sólo se han utilizando localmente para acondicionar caminos, en las fincas particulares y en algún camino vecinal. Los accesos son regulares y las reservas medianas.

Por último merecen destacar las arcillas originadas por la alteración de las pizarras del Llanvirn-Llandeilo, que reúnen unas condiciones óptimas para la obtención directa de productos cerámicos, sobre todo gresificados, o como aditivo en la formulación de otras pastas para mejorar sus condiciones.

Los accesos son buenos, y las reservas medianas, aunque sería necesario, hacer una investigación más profunda para cubicarlas, por las características de este material: manto de alteración de espesor variable y parcialmente cubierto o desmantelado.

6.3. HIDROGEOLOGÍA

El conjunto litológico que aflora en la Hoja, constituido fundamentalmente por pizarras, cuarcitas y areniscas fosilizado, con mayor o menor continuidad, por los depósitos de raña, podemos considerarlo por lo general como materiales compactos, bien litificados y afectados con relativa intensidad por planos de disyunción: diaclasas, esquistosidad (en el caso de pizarras), y fracturas. Un conjunto litológico de este tipo ha de ser definido como impermeable, sin embargo, dado el diaclasamiento, la lajosidad y la tectonización que presenta, posee una cierta permeabilidad. Teniendo esto en cuenta, junto con las fuertes pendientes características del relieve modelado sobre él y la escasa capacidad de retención de agua, es lógico el desarrollo de una activa red de escorrentía superficial.

Por el contrario no hay posibilidad de que se formen acuíferos definidos y continuos, sino solamente pequeños mantos relacionados siempre con hechos estructurales, especialmente la red de fracturas, o acumulaciones locales de coluviones. Las "pizarras" son el material más impermeable, sólo en relación con grandes fracturas o áreas muy meteorizadas es posible el funcionamiento de mantos acuíferos, siempre muy locales y de bajísimo caudal.

Las cuarcitas y areniscas, muy fisuradas en general y tableadas en algunos casos, presentan unas condiciones algo más favorables para la infiltración de las aguas y su circulación subterránea, siempre en sistemas escasos, irregulares y aislados. Bajo las capas de coluviones, en especial los "canchales" es posible la presencia de mantos libres poco potentes, superficiales y de escaso caudal, carentes en general de continuidad.

Las rañas tienen el carácter de depósitos "impermeables con clara tendencia a la permeabilidad". Es normal en ellas la formación de acuíferos y que la escorrentía superficial presente a veces dificultades de drenaje consecuente a la pequeñísima pendiente topográfica, esto explica la existencia de zonas encharcadas, incluso pequeñas lagunas. La recarga subterránea se efectúa mediante percolación por porosidad intergranular.

En el área de la Hoja la escasez de agua presenta problemas tanto en el abastecimiento de los núcleos de población, como para la alimentación del ganado. Las captaciones de agua más importantes se hacen en los torrentes mediante obras de mampostería, los cuales, salvo en verano, fluyen de forma escasa pero continuada gracias a la precipitación que recibe este área, entre 500 y 600 mm anuales, otras veces únicamente se "sanean" las zonas de manantial, o se realizan, pozos excavados a mano y 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-Cárnicos en la mitad suroriental 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.

BASTIDA, F. (1980).- las estructuras de la primera fase de deformación hercíniana en la Zona Asturooccidental-leonesa (Costa Catábrica, NW de España). Tesis Universidad de Oviedo, 276 p.

BOUYX, E (1970).- Contribution a l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz). Mem. Inst. Geol. y Min. Esp. 1973. Madrid.

BRASIER, M.D.; PEREJÓN, A. y SAN JOSÉ, M.A. (1979).- Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain. Estudios Geológicos 35, 379-383.

BRENCHLEY, P.; 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 anticnales 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.; 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.Geo.Port. 28 pp.

CASTAÑO PRIETO, R.M. (1987).- Informe interno Almadén-IGME. Inédito.

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 Excma. 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 GONZALES LODEIRO, F. (1990).- Autochthonous Sequences-Structure Central-Iberian Zone; in Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer Verlarg.
- 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.
- 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 Cognr. 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 Valdelcasa anticline, Central Iberian Zone, Spain. Phosphate deposits of the World, vol. 2, 422-428. Cambridge University Press.
- 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 MARCO, J.C.; RABANO, I.; PRIETO, M. y MARTÍN, J. (1984).- Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobroetivense) en la parte meridional de la zona Centroibérica (España). Cuad. Geol. Ibérica, 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 Martinez García, E. (eds.). Springer-verlag, Berlín, 171-171.
- HERRANZ, P.; SAN JÓSE, M.A. y VILAS, L. (1977).- Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo y el Valle del Matachel. Estud. Geol. 33 (4). 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. (IGME).
- LIÑAN, E. y PALACIOS, T. (1987).- Asociaciones de pistas fósiles y microorganismos de pared orgánica del Proterozoico, en las facies esquisto-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. Univiersidad de oviedo. (inédita).
- LÓPEZ, DÍAZ, F. (1993).- La estructura del Anticlinal de Navalpino (Zona Centroibérica). Sociedad Geológica de España.

- LÓPEZ DÍAZ, F. (1993b).- Estratigrafía de los materiales anteordovícicos del Anticlinal de Navalpino (Zona Centroibérica). Sociedad Geológica de España.
- LOTZE, F. (1945).- Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. Geol. Forschg, 6, 78-92.
- LOTZE, F. (1956a).- El Precámbrico en España. Trad. de J. GÓMEZ DE LLARENA. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp. 60 pp. 227-240.
- LOTZE, F. (1961).- El Cámbrico en España. Mem. Inst. Geol. Min. España 75, 256 p. Madrid 1970.
- McDOUGALL BRENCHLEY, P.J.; REBELO, A. y ROMANO, M. (1987).- Fans and fan deltas-precur-sors to the Armorican Quartzite (Ordovician) in western Iberia. Geol. Mag. 124, 347-359.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988). Sobre la transición Neógeno-Cuaternario en la Meseta. El papel morfodinámico de la Raña. II Congre. Geol. España, SGE, Granada, 1: 395-398.
- 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.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; HACAR, M.; VILLAR ALONSO, P.; PÉREZ-ESTAÚN, A. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1992).- Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain. Geologische Rundschau 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. 331-380.
- MONTESERÍN LÓPEZ, V. y PÉREZ ROJAS, A. (1987).- Mapa Geológico de España E 1:50.000. 2^a 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 seíres de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el Anticlinal de Valdelacasa (provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real). Estudios Geológicos 31 pp. 249-260.
- MORENO, F. (1977b).- 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 cám-bricas relacionadas con la discordancia "Sárdica" en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España). Brev. Geol. Astur. 20, 1 pp. 8-16.

MUTTI, E. (1985).- Turbidite system and relations to depositional sequences in: Prevalence 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. 2^a 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 MARTÍN SERRANO, A. (1989).- Mapa Geológico de España E 1:50.000. 2^a Serie. Hoja nº 709 Anchuras. IGME Madrid.

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. Geol. España, SGE, Granada, pp. 139-143.

OLIVE DAVO, A.; MONTESERÍN LÓPEZ, V. y ANDONAEGUI MORENO, P. (1989).- Mapa Geológico de España E. 1:50.000 2^a Serie Hoja nº 654. El Puente del Arzobispo. IGME.

ORTEGA, E. y GONZÁLEZ LODEIRO, 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 LODEIRO, F.(1988).- Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales anteordovícicos en la parte suroriental del autóctono de la Zona Centro-ibérica. 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: morthern 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. 3er. Congreso Geológico de España. Actas de las sesiones científicas Tomo 1 pp. 175-179. Salamanca.

PARGA, J.R. (1969).- Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. Trab. del Lab. Geol. de Laxe 37, pp 1-15.

PERGONIG, E.; VAZQUEZ, 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. (1981).- Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo. Tesis Doct. Univ. 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 PIZAL, A. y NOZAL MARTÍN, F. (1989).- Mapa Geológico de España E 1:50.000 2^a Serie. Hoja num. 756 Herrera del Duque, IGME.
- PILE'S MATEO, E.; ANCOCHEA SOTO, E.; OLIVE DAVO, A. y PORTERO GARCÍA, J.M. (1989).- mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2^a Serie. Hoja nº 758 Casas del Rio. IGME.
- PILE'S MATEO, E. y NOZAL MARTÍN, F. (1989).- Mapa Geológico de España E 1:50.000 2^a Serie Hoja nº 733 Castilblanco IGME.
- PINEDA, A. (1989).- Mapa Geológico de España E:1.50.000 2^a Serie. Hoja nº 757. La Puebla de Don 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 2^a Serie Hoja num. 759 Piedrabuena. IGME.
- QUESADA, C. (1991).- Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian massif. *Tectonophysics*, 185 pp. 225-245.
- RAMSAY, J.G. (1967).- Folding and fracturing of rocks. McGraw Hill Book Co. 568 p.
- RANSWEILER, M. (1968).- "Stratigraphie und tektonik der Extremadura im Bereich der Orte Herrera del Duque, Helechosa und Villarta de los Montes (Spanien)". Diss. Math Natur. Fak. Univ. de Munster pp. 1-100.
- ROBARDET, M.; VEGAS, R. y PARÍS, F. (1980).- "El techo del Ordovícico en el Centro de la Península Ibérica. Estudio Geológico 16 pp. 103-121.
- ROBLES CASAS, R. y ÁLVAREZ-NAVA, H. (1988).- Los materiales precámbrico-cárnicos 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.

- 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 gruaváquico. Libro Jubilar J.M. Rios. IGME pp. 91-100.
- SAN JOSÉ, M.A. (1984).- "Los materiales anteordovícicos del Anticlinal de Navalpino (Badajoz y Ciudad Real, España Central)". Cuadernos de Geología Ibérica nº 9 pp. 81-117.
- SAN JOSÉ, M.A.; PELÁEZ, J.R.; VILAS, L. y HERRANZ, P. (1974).- Las series ordovícicas y preordovícicas del Sector Central de Toledo. Gol. 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 PEREJOM 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. (1973).- "La Geologie du gisement de mercure d'Almaden" Sciences de la Terre. Mem. nº 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.
- TAMAIN, G. (1972).- "Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne)". These Univ. Paris, Sud (Orsay) 3, pp. 1-870.
- TEIXEIRA, C. (1955).- Notas sobre geología de Portugal: O Complexo xisto-grauváquico ante-ordoviciano. Lisboa 48 p.
- VAN WAGONER, J.C.; POSAMENTIER, H.W.; MITCHUM, R.M.; VAIL, PRP.; SARG, J.F.; LOUTIT, T.S. y HANDERBOL, J. (1988).- An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. SEPM. 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.

VIDAL, G.; JENSEN y PALACIOS, T. (1994).- Geol. Mag. 131, 1-11.

VIDAL, G.; PALACIOS, T.; GAMEZ, J.A.; DÍEZ BALDA, M.A. y GRANT, S.W.F. (in litt).- "Neoproterozoic of Spain, new concepts. Geol. Magazine".

VOLKOVA, N.L. (1969).- Acritarchs of Precambrian and lower Cambrian deposits of Estonia. Acad. Sci. USSR. Geol. Inst. Nauka, 188. pp 8-36

WINKLER, H.G. (1967-1976).- Petrogenesis of metamorphic rocks. 2nd and 4 th editions. Springer Verlag. New York.

WOODCOCK, N.H. and FISCHER, M. (1986).- Journal Structural Geologie 8, 7 pp. 725-735.



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN
Y CIENCIA

ISBN 978-84-7840-732-3



9 788478 407323