



Instituto Geológico
y Minero de España

729

11-29

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición

A white rectangular box containing a 3x3 grid of geological sheet numbers. The outline of Spain is visible behind the box, with the specific sheet 729 highlighted in brown.

703 ARROYO DE LA LUZ 10-28	704 CÁCERES 11-28	705 TRUJILLO 12-28
728 PUEBLA DE OBANDO 10-29		730 MONTÁNCHEZ 12-29
751 VILLAR DEL REY 10-30	752 MIRANDILLA 11-30	753 MIAJADAS 12-30

ALCUÉSCAR

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

729 (11-29)

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

ALCUÉSCAR

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido photocopias, 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. 1377-2008

ISBN: 978-84-7840-731-6

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 1990 bajo normas y dirección del propio Instituto.

Han intervenido:

Cartografía Geológica

Fernando López Díaz (IGME)
Victorio Monteserín López (IGME)
Antonio Pineda Velasco (EPTISA)
Gregorio Gil Serrano (IGME)
Francisco J. Rubio Pascual (IGME)
Angel Martín-Serrano García (IGME)

Cartografía Geomorfológica

Francisco Rubio Pascual (IGME)

Memoria:

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

Colaboradores

Antonio Pérez Rojas, petrografía
Cristino José Dabrio González (U.C.M.), sedimentología paleozoica
Javier Solé Pont (MAYASA), sedimentología vendiense
Juan Picart Boira (MAYASA), sedimentología vendinense
Antonio Arribas Moreno (U. de Salamanca.), análisis químicos
Miguel Angel Arbizu Senosiaín (U. de Oviedo), paleontología (1989)
Jenaro L. García Alcalde (U. de Oviedo), paleontología (1989)
Francisco M. Soto Fernández (U. de Oviedo), paleontología (1989)
Eladio Liñán (U. de Zaragoza), paleontología (1980)
Enrique Villas (U. de Zaragoza), paleontología (1980)
José Barón Ruiz de Valdivia (IGME), supervisión

Dirección y Supervisión:

Angel Martín-Serrano García (IGME)
Victorio Monteserín López (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.....	11
1.1.1. Pizarras y Grauvacas (4) Grupo Domo Extremeño. Alcudiense Inferior. Proterozoico Superior.....	11
1.1.2. Edad y Correlaciones.....	14
1.2. PALEOZOICO.....	14
1.2.1. Ordovícico.....	14
1.2.1.1. Areniscas ocres bioturbadas y pizarras (7). Serie Púrpura.Capas Intermedias. Ordovícico inferior.....	15
1.2.1.2. Ortocuarcitas. Cuarcita Armoricana (8). Ordovícico inferior (Arenig). 1.2.1.3. Pizarras marrones con intercalaciones de areniscas (9). Ordovícico inferior-medio. Arenig-Llanvirn-Llandeilo	16
1.2.1.4. Cuarcitas ocres (10). Ordovícico medio. Llanvirn-Llandeilo.....	17
1.2.1.5. Pizarras oscuras (11). Ordovícico superior. Caradoc.....	19
1.2.2. Silúrico.....	20
1.2.2.1. Cuarcitas claras (12). Cuarcita del Jabonero. Silúrico inferior. Llandovery.....	20
1.2.2.2. Pizarras negras (13). Silúrico superior. Wenlock-Ludlow.....	21
1.2.3. Devónico.....	22
1.2.3.1. Areniscas ferruginosas y pizarras (14). Cuarcitas de Aliseda. Silúrico superior-Devónico inferior. Ludlow-Emsiemse.....	23
1.2.3.2. Alternancia de cuarcitas y pizarras (15). Devónico inferior-superior. Emsiemse- Frasniente.....	24
1.2.3.3. Cuarcitas (16). Cuarcitas del Aljibe. Devónico superior. Frasniente... 1.2.3.4. Pizarras y cuarcitas (17). Devónico superior. Frasniente.....	26
1.2.3.5. Cuarcitas (18). Cuarcitas de Peñaquemada. Devónico superior. Frasniente.....	27
1.2.3.6. Pizarras oscuras y verdes (19). Devónico superior. Frasniense-Fameniense.....	28
1.2.3.7. Pelitas pardas y vulcanitas (20). Devónico superior. Frasniense Fameniense.....	30
1.2.3.8. Areniscas grauváquicas. (21). Devónico superior. Frasniense-Fameniense.....	33
1.2.3.9. Riolitas (22).....	33
1.2.3.10. Diabasas (23).....	34
1.2.4. Carbonífero.....	34
1.2.4.1. Pizarras, tobas, lítitas y calizas (24). Carbonífero inferior. Tournesiense.....	35

1.2.4.2. Calizas oscuras y fétidas (25). Calizas de Valdelascasas.	36
Carbonífero inferior. Tournesiense superior- Viseense superior.....	36
1.2.4.3. Conglomerados, arenas y pizarras (26). Carbonífero superior.....	37
1.3. CENOZOICO.....	39
1.3.1. Plio-pleistoceno.....	39
1.3.1.1. Rañas. Abanicos aluviales (28) y coluviones (27).	
Plioceno a Pleistoceno.....	39
1.3.2. Pleistoceno.....	41
1.3.2.1. Glacis (29). Terrazas y Fondo de valle colgado (30).....	41
1.3.3. Holoceno.....	41
1.3.3.1. Pedrizas (31). Abanicos aluviales (32). Fondo de valle (33).....	41
2. TECTÓNICA	41
3. GEOMORFOLOGÍA	47
4. PETROLOGÍA	49
4.1. ROCAS ÍGNEAS.....	49
4.1.1. Macizo de Albalá.....	49
4.1.1.1. Facies externa. Granito inequigranular de dos micas rico en cuarzo (3).....	50
4.1.1.2. Facies común. Granito adamellítico porfídico biotítico (4).....	51
4.1.1.3. Facies central. Leucogranito de dos micas. (5).....	52
4.1.1.4. Geoquímica.....	52
4.2. ROCAS FILONIANAS.....	54
4.2.1. Aplitas y pegmatitas (2).....	54
4.2.2. Cuarzo.....	54
4.3. METAMORFISMO.....	54
4.3.1. Metamorfismo regional.....	54
4.3.2. Aureola intrapaleozoica.....	55
4.3.3. Metamorfismo de contacto.....	56
4.3.3.1. Cornubianitas.....	56
4.3.3.2. Pizarras mosqueadas.....	56
5. HISTORIA GEOLÓGICA	56
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	60
6.1. MINERÍA.....	60
6.2. CANTERAS.....	61
6.3. HIDROGEOLOGÍA.....	61
7. BIBLIOGRAFÍA	61

INTRODUCCIÓN

Geográficamente la Hoja de Alcuéscar está situada en el Centro-Sur de la provincia de Cáceres, y son en ella escasos los núcleos urbanos de interés, de los que mencionamos el ya citado de Alcuéscar, Aldea del Cano, Casas de D. Antonio y Albalá. Está bien comunicada, pues la cruzan de Norte a Sur el ferrocarril Cáceres-Mérida y las carreteras nacionales Gijón-Sevilla y Cáceres-Badajoz. El clima es continental con veranos secos y calurosos e inviernos lluviosos aunque no muy fríos. El desarrollo económico se basa más en la ganadería que en la agricultura.

Morfológicamente se diferencian tres zonas, basadas como es natural en diferencias litológicas. Al suroeste la Sierra de San Pedro cruza la Hoja según las directrices hercínicas. Los materiales que la componen como son cuarcitas, pizarras, grauvacas... etc, dan un relieve geomorfológicamente invertido con las cotas más altas del área, siendo el punto culminante el Monte Canaleja con 710 m. Al Este la fisonomía es distinta, pues las rocas plutónicas dan la topografía característica de esta clase de materiales con cotas más bien bajas, de irregular distribución y un relieve de tipo berrocal. Entre ambas, es decir, entre los materiales paleozoicos y las rocas plutónicas se extiende una penillanura resultado de la erosión de las pizarras y grauvacas precámbricas y sobre la que se asientan numerosas dehesas. Esta llanura sólo se ve interrumpida por el Río Ayuela, muy superficial y de escaso caudal, que implica una capacidad erosiva muy pequeña.

Geológicamente la Hoja se sitúa en el macizo ibérico y concretamente en el borde Sur de la zona Centroibérica, según el esquema paleogeográfico establecido por JULIVERT *et al.* (1972) modificado por LOTZE (1945 b).

En esta Hoja y en su entorno regional afloran sedimentos grauváquico-pelíticos del Precámbrico superior sobre los que se hallan en posición discordante materiales del Ordovícico, Silúrico, Devónico y Carbonífero, de naturaleza principalmente detrítica (solo esporádicamente carbonatada en el Carbonífero inferior) con algunas intercalaciones volcánicas.

Aún cuando hay evidencias regionales de una tectónica cadomiense las deformaciones más importantes de la Hoja son hercínicas. Estas comienzan con una etapa distensiva (previa a la compresión hercínica) con fallas horizontalizadas en profundidad, de trazado NO-SE y que sufren procesos de transferencia de movimiento por fallas ortogonales; la conjunción de ambas produce la apertura de cuencas que se llenan en el Devónico superior. La etapa compresiva es la responsable de las macroestructuras de la zona (Sinforme de la Sierra de S. Pedro, Sinforme de la

Codosera, etc); produce primero despegues y cabalgamientos (con la misma orientación NO-SE) y en los movimientos finales de estos, pliegues de idéntica dirección y con una esquistosidad asociada. Durante esta etapa se produce un metamorfismo regional de bajo grado. Con posterioridad y antes de la etapa de fracturación tardihercínica tiene lugar la intrusión del Batolito de Albalá que provoca en los materiales encajantes una aureola de contacto de regulares dimensiones.

En la región no existe registro sedimentario del Mesozoico y Paleógeno. La Cuenca del Guadiana, próxima al área de estudio, es una depresión de origen tectónico y erosivo que está rellena por sedimentos de origen fluvial y lacustre, atribuidos al Neógeno-Cuaternario por comparación con otras cuencas peninsulares. Son frecuentes, por otra parte, los afloramientos con sedimentos neógeno-cuaternarios (sobre todo estos últimos) generalmente de escasa entidad y distribución muy irregular.

Los trabajos más antiguos de los que se tiene conocimiento son los de EGOZCUE y MALLADA (1876) y GONZALO y TARIN (1879) que realizan bosquejos de las provincias de Cáceres y Badajoz respectivamente.

Durante este siglo, en las décadas de los cuarenta y cincuenta se publicaron, en el entorno regional del área de trabajo, diversas Hojas geológicas a escala 1:50.000 del mapa Geológico de España (1ª serie), así ALVARADO y HERNÁNDEZ-PACHECO (1941, 1951) realizan las Hojas de S. Vicente de Alcántara (702) y Valencia de Alcántara (701), TEMPLADO y ALVARADO (1946) la de Arroyo de la Luz (703), ROSO DE LUNA y HERNÁNDEZ-PACHECO (1949, 1951 a y b, 1954 y 1960) las de Mirandilla (752), Pino de Valencia (726), Alcuéscar, Gallina (750) y Villar del Rey (752). HERNÁNDEZ-PACHECO (1951) como resumen de las cartografías citadas hace una descripción física de la S^a de S. Pedro, analiza las directrices estructurales de esta, describe la naturaleza de los materiales presentes y ensaya diversos cortes interpretativos de la estructura de la zona.

Un avance importante en el conocimiento geológico de la región es el aportado por los autores alemanes BOCHMANN (1956) y KELCH (1957), sintetizado en WALTER *et al.* (1977) en los que destaca la precisión cartográfica de los materiales del paleozoico desde el Cámbrico al Carbonífero.

GARCÍA DE FIGUEROLA (1963, 1965) cartografía los alrededores de Aliseda y estudia la mineralogía del dique básico Alentejo-Plasencia.

ARRIBAS (1963) describe asociaciones minerales de uranio, en relación al granito de Alburquerque, discutiendo su génesis.

VEGAS (1970, 1971 a y b, 1974) realiza trabajos de síntesis abordando problemas de las series cámbricas y precámbricas.

CORRETGE (1970, 1971) realiza estudios en el batolito de Cabeza-Araya. El conocimiento petrológico del mismo será el tema de su tesis doctoral.

HAMMAN (1972, 1974, 1976, 1983) cita la presencia de trilobites y braquíópodos en zonas próximas a Valencia de Alcántara.

PENHA et al. (1974) datan el granito de Alburquerque (285 ± 5 M.a.). SAAVEDRA et al. (1974a) caracterizan geoquímica el granito de Montánchez, SAAVEDRA (1976a) y SAAVEDRA et al. (1976b) estudian la geología, petrología y geoquímica del granito de Albalá.

GUMIEL et al. (1976) hacen una descripción de las sucesiones precámbricas y paleozoicas del área de Alcántara-Alburquerque e indican la existencia de tres fases de deformación. GUMIEL et al. (1978) realizan una cartografía de la franja calcárea de la Codosera-Alburquerque individualizando en el Devónico tres unidades y propone dos fases principales de deformación hercínica.

APARICIO et al. (1977) realizan un trabajo de síntesis sobre el plutonismo postmagnético del SO del Macizo Hespérico. ROCHE et al. (1978) estudian los distintos tipos de granitos y leucogranitos de Valencia de Alcántara describiendo las características petrográficas y geoquímicas así como las relaciones genéticas entre ellos. UGIDOS et al. (1978) realizan un estudio de síntesis, que comprende el área de estudio, de la génesis de las rocas graníticas del Macizo Hespérico.

SANTOS et al. (1979, 1980) publican cartografías sintetizadas del Sinclinal de Sao Mamede-La Codosera y de las series precámbricas al N de la provincia de Badajoz haciendo consideraciones de tipo estratigráfico y paleogeográfico; determinan aquí tres fases de deformación hercínica.

VILLAS (1982 a y b) estudian diversos fósiles de las hojas de Alcuéscar y Puebla de Obando.

En el año 1982 se publican varias hojas MAGNA en el entorno regional de este trabajo, que suponen un importante avance en el conocimiento estratigráfico del área, solo empañado por algunas determinaciones paleontológicas desafortunadas, sobre todo en lo que se refiere al Devónico de la Sierra de S. Pedro; son los autores de las mismas BASCONES et al. (1982) para la Hoja de Arroyo de la Luz (703), MARTÍN HERRERO (1982) para S. Vicente de Alcántara (702), CASAS et al. (1982) de la de Pino de Valencia (726) y SANTOS et al. (1982 a y b) para las de Alburquerque (727) y Valencia de Alcántara (701).

GUMIEL (1982) realiza en su tesis doctoral un ensayo sobre la clasificación tipológica de los principales yacimientos de Antimonio de la Península Ibérica, encuadrando en ellas los referidos al área de estudio.

RABANO (1984b, 1989a, b y c) enumera y estudia trilobites del Ordovícico medio en el sector meridional de la Zona Centroibérica.

Posteriormente MARTÍN HERRERO et al. (1984) realizan un trabajo de síntesis de la región occidental de la Provincia de Cáceres en el que citan la presencia de una fase de deformación antihercínica (sárdica), una fase importante hercínica (primera) y dos posteriores de escasa intensidad.

CASTRO (1985) en su tesis doctoral, en Extremadura central, interpreta la existencia de una zona de cizalla dextra profunda (E-O) indicando que es la responsable del ascenso de los cuerpos gráníticos del batólito centro-extremeño.

RODA (1986) describe y caracteriza pliegues prehercínicos que atribuye a la deformación sárdica en los materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico en el Río Salor (N del Sinclinal de la Sierra de S. Pedro).

GUTIÉRREZ MARCO (1986) describe nuevos yacimientos de graptolites y ostracodos en el flanco N del sinclinal de la Sierra de S. Pedro.

QUESADA *et al.* (1987) realizan una síntesis de todas las cartografías de la Comunidad Extremeña y publican un mapa geológico-minero de Extremadura con su memoria correspondiente.

ARBIZU *et al.* (1989) describen diversos yacimientos ordovícicos, silúricos y sobre todo devónicos y carboníferos a lo largo de la Sierra de S. Pedro, la mayoría de ellos detectados en la realización de este trabajo.

CAMPOS *et al.* (1990) realizan un estudio gravimétrico en el área de Albalá, Alburquerque y la Codosera en el que determinan la forma y extensión en profundidad de los cuerpos graníticos y su relación con las rocas encajantes.

GUMIEL *et al.* (1991) realizan un trabajo de desarrollo de técnicas multidisciplinarias para la exploración mineral de la zona centroextremeña.

SANDERSON *et al.* (1991) describen fenómenos transpresivos que originan cambios en la geometría y evolución cinemática de las estructuras en el Sinclinal de La Codosera.

SOLDEVILA (1991) en su tesis doctoral sobre los materiales precámbricos y paleozoicos ubicados entre la Sierra de S. Pedro y la Cuenca del Guadiana hace una amplia revisión de los trabajos previos y realiza un estudio geológico-estructural de ese sector límite entre las Zonas Centroibérica y Ossa-Morena.

Por último, LÓPEZ DÍAZ (1991) define por primera vez en esta área la existencia de una etapa de deformación distensiva en el Devónico superior.

1. ESTRATIGRAFÍA

El registro estratigráfico de la Hoja se inicia con una potente serie, turbidítica, monótona y muy alterada, atribuida al Proterozoico superior en la que alternan pizarras y grauvacas, siendo los términos conglomeráticos muy esporádicos.

A partir de estos depósitos se presentan materiales paleozoicos, discordantes sobre los anteriores y también muy monótonos hasta el Devónico inferior (casi exclusivamente cuarcítico-pizarroso) cobrando mayor variedad litológica (areniscas, pizarras, calizas, conglomerados etc) a partir del Devónico superior.

Con posterioridad al Carbonífero superior no existe registro de materiales modernos, siendo necesario remontarse a edades neógeno-cuaternarias para volver a tener depósitos, que fosili-

zando un antiguo paleorrelieve, se extienden irregularmente por toda la región ya sea sobre materiales paleozoicos o precámbricos. En este sentido especial interés tienen las formas cuaternarias de tipo coluvionar por ocultar muchísimas veces los sedimentos paleozoicos de los que se derivan dificultando el reconocimiento de los mismos.

1.1. PRECÁMBRICO SUPERIOR

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

Para el conjunto de sedimentos precámbrico-cámbrios 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 si por discordancias de distinto tipo. Se les ha denominado de más antiguo a más moderno: Grupo Domo Extremeño, al que se atribuye una edad Proterozoico superior (s.l.); Grupo Ibor, aflorante en los Montes de Toledo al que se le asigna una edad Vendienense superior y Grupo Valdelacasa, aflorante en los Montes de Toledo y en Salamanca cuyo contenido paleontológico parece evidenciar un Vendienense superior-Cámbrico inferior.

El Grupo Domo Extremeño es una potente serie (más de 2000 m mínimo) con características turbidíticas (principalmente tipo 1 sensu MUTTI, 1985) siempre de carácter monótono, formada principalmente por grauvacas y pizarras dispuestas de forma rítmica o en potentes tramos en la que muy ocasionalmente aparecen niveles de conglomerados. Regionalmente puede presentar potentes tramos desorganizados, LÓPEZ DÍAZ (1993), MOLINA CÁMARA *et al.* (1987), NOZAL *et al.* (1988) etc.

El Grupo Ibor, no aflorante en esta zona, puede oscilar entre los 150 y 170 m de potencia y 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, tampoco aflorante aquí, es regionalmente muy potente (más de 4.000 m) y comienza con un nivel megabréchico basal (Fuentes o Navalpino) que pasa a una formación de limolitas y pizarras bandeadas (Pusa) muy potente sobre las que en tránsito gradual está la Fm. Azorejo de areniscas y pizarras, culminando el grupo con la Fm. carbonatada de los Navalucillos, la Estrella o Tamames; representan facies que evolucionan desde condiciones de plataforma.talud a someras.

1.1.1. Pizarras y Grauvacas (6). Grupo Domo extremeño. Alcudiense inferior. Proterozoico superior.

Afloran al N y al S del Sinfo de la Sierra de S. Pedro. Superficialmente ocupan un tercio de la Hoja aunque con afloramientos deficientes; prácticamente el único corte posible de

estos materiales al N del sinforme paleozoico es el del Río Ayuela entre la Estación de ferrocarril de Aldea del Cano y la carretera general Cáceres-Badajoz.

El corte estudiado muestra niveles arenosos (grauvacas) centí-decimétricos (excepcionalmente capas amalgamadas métricas) alternando con niveles limolítico-pelíticos. Las granulometrías de las capas arenosas oscilan de fina a muy fina y esporádicamente llegan a media. Estas capas configuran en vertical secuencias estrato y granocrescentes, aunque también se observan secuencias positivas; esta ordenación es el resultado de la compensación del relieve (ciclos de compensación). La morfología de las capas arenosas es planoparalela con una continuidad lateral mínima decamétrica.

Los niveles limolítico-pelíticos de tonalidades verde-grisáceas y fuertemente esquistosados, suelen presentar una laminación paralela resaltada por la intercalación de niveles arenosos mili-centimétricos (TBT, thin bed turbidites) que corresponden a turbiditas diluídas, es decir a las partes más distales de una corriente turbidítica. las pelitas tienen colores grisáceos y en algunos puntos se pueden distinguir las alóctonas (pelitas de decantación asociadas a una corriente de turbidez) de las autóctonas, las cuales también se han sedimentado por decantación.

Las grauvacas al microscopio tienen textura blastosómica de grano fino, puesta de manifiesto por la presencia de clastos de hasta 0'5 mm de tamaño máximo, que están rodeados por una matriz microcristalina algo recristalizada y generalmente orientada, que suele constituir del 60 al 70% de la roca. Los clastos presentan formas variadas, siendo los más abundantes los equidimensionales, alargados o elipsoidales. Se encuentran indistintamente con bordes angulosos o redondeados. El 70 u 80% de los clastos corresponde a cuarzo, que en numerosas ocasiones es de probable origen ígneo (golfos de corrosión relativamente frecuentes). Al cuarzo siguen en abundancia los fragmentos de pequeñas plagioclásas redondeadas macladas, según la ley de la albita. En casi todas las rocas aparecen también clastos de chert, mientras que los fragmentos de cuarcitas, filitas o moscovitas son de rara aparición. La matriz, generalmente dominante, presenta una cierta orientación determinada principalmente por los filosilicatos. Está constituida por cantidades variables de cuarzo micro a criptocristalino y minerales micáceos, entremezclándose todos ellos o formando pequeños y delgados lechos monominerales. Los filosilicatos que forman la matriz son sericita y biotita o clorita. Los minerales accesorios de común aparición son: algo de grafito, minerales opacos, óxidos de hierro o pequeños circones y turmalinas.

De las grauvacas por desaparición progresiva de los clastos y reducción de su número se pasa a las filitas (pizarras), que muestran texturas granoblásticas y lepidoblásticas. Mineralógicamente no suelen tener diferencias con las grauvacas, salvo una mejor recristalización y disposición en bandas de los filosilicatos.

Estos materiales se interpretan como facies de lóbulo asociado a un abanico turbidítico. Se pueden diferenciar facies de lóbulo proximal, facies de interlóbulo y facies de lóbulo distal.

En el lóbulo proximal el porcentaje de capas arenosas respecto a las pelíticas es del 80 al 100%; no se observan estructuras sedimentarias claras, únicamente granoclasificación positiva (a veces difícil de determinar) y techos ligeramente ondulados; los ciclos tienen espesores de orden métrico. En el interlóbulo de capas arenosas representan del 20 al 50% respecto a la fracción pelítica.

ca. Algunas capas tienen laminación paralela en la base y "ripples" de corriente a techo; se intuyen los ciclos de compensación. En el lóbulo distal las capas arenosas son menos del 10% respecto a la fracción pelítica.

Las facies de lóbulo proximal pasarían en distalidad (es decir, en el sentido de las paleocorrientes a las de interlóbulo (franja de lóbulo) y estas a su vez a las de lóbulo distal.

En resumen, la ordenación secuencial de las facies proximales se pierde progresivamente en distalidad y por ello los sedimentos de franja de lóbulo-interlóbulo no presentan una clara ordenación de las capas. También en distalidad disminuyen el espesor de las capas, el porcentaje de capas arenosas respecto a las pelíticas así como las granulometrías.

En un afloramiento del Río Salor (Hoja de Arroyo de la Luz, 703, en el cruce del río con la carretera Aliseda-Cáceres) de características semejantes a las del Río Ayuela, pero de granulometrías más gruesas, hay intercalaciones de niveles desorganizados. Aquí se pudieron medir paleocorrientes con un sentido E-SE que indicarían una mayor proximalidad que los sedimentos del abanico turbidítico del Río Ayuela.

Los afloramientos precámbricos del SO de la Hoja, al S. del sinclinal paleozoico, son de características diferentes. Se levantó una columna en el Km 34 de la Carretera Nacional 523 entre Cáceres y Badajoz, así como observaciones puntuales a lo largo de esta carretera en los Km 26'5, 33, 35 y 36, todo ello dentro de la Hoja de Puebla de Obando (728).

Se han diferenciado tres tipos de facies:

Limolitas grises, generalmente masivas que pueden incluir alguna capa aislada de arena fina (espesor centimétrico) con superficies netas de estratificación; se alteran a colores verde claro y ocre.

Pelitas y limolitas bandeadas; presentan un bandeados planoparalelo entre términos con mayor o menor contenido en restos carbonosos. La frecuencia del bandeados oscila entre 3-5 mm; sin embargo, se encuentran pelitas microbandeadas con frecuencias inferiores al mm y bandas carbonosas de hasta 4 cm de espesor. Los términos carbonosos se alteran a colores gris-claro y beige.

Limos mixtos; aquí se incluyen las facies de tránsito entre las dos litologías anteriores y se trata normalmente de pelitas limosas y limolitas con bandas y láminas carbonosas discontinuas.

Al microscopio los términos pelíticos son filitas, mostrando texturas lepidoblásticas. Mineralógicamente no suelen existir diferencias con las grauvacas salvo una mejor recristalización y disposición en bandas de los filosilicatos.

Estas facies se enmarcan en un contexto de plataforma con fondos euxínicos. El desarrollo de facies bandeadas se ve interrumpido intermitentemente por llegadas de materiales limosos.

1.1.2. Edad y Correlaciones

Las edades atribuidas a estos materiales en base al estudio de microfósiles de pared orgánica (Acrítarcos) son ciertamente variables. En el área de Coria LIÑAN *et al.* (1987) dan una edad Proterozoico superior. En los Montes de Toledo, en la Antiforma de Valdelacasa-Sevilleja, PALACIOS (1989) da una edad Vendienense medio-Superior. En el Valle de Alcudia, MITROFANOV y TIMOTIEYEV (in SAN JOSE, 1990) indican una edad Vendienense inferior-Rifeense. Por nuestra parte lo resumimos en un Rifeense superior-Vendienense.

En lo que respecta a las correlaciones, los materiales del Grupo Domo Extremeño se pueden correlacionar con los de la Fm. Estomiza ubicada en la Antiforma de Valdelacasa-Sevilleja, PARDO *et al.* (1992), ÁLVAREZ NAVA *et al.* (1988), OLIVE DADO *et al.* (1989), etc. Son equivalentes al Alcudiense inferior de BOUYX (1970), SAN JOSÉ *et al.* (1974) etc. y también a la Serie Inferior (sur de Salamanca) de RODRÍGUEZ ALONSO (1985), ROBLES CASAS *et al.* (1988) etc.

1.2. PALEOZOICO

En la zona Centroextremeña no existen afloramientos de materiales cámbricos, teniendo los primeros materiales paleozoicos una edad ordovícica VEGAS (1971a). El Paleozoico se dispone en ella en dos grandes sinformes de dirección aproximada NO-SE: El de la Sierra de S. Pedro al N y el de la Codosera-Puebla de Obando al S, ambos de unos 90 Km de longitud y una anchura máxima de 10 km.

La sucesión paleozoica de la Hoja que nos ocupa corresponde al primero de los sinformes citados y el contacto de la misma con los materiales infrayacentes (precámbrico superior) es en discordancia angular. La sucesión es bastante compleja y está constituida principalmente por materiales detriticos (cuarcitas, areniscas y pizarras) alternantes que hacia la parte alta (a partir del Devónico superior) empiezan a aparecer carbonatos y rocas volcánicas. Todos estos materiales pueden alcanzar un espesor entre 4100 y 4900 m y comprenden términos desde el Ordovícico inferior al Carbonífero inferior en sucesión continua (faltando el Devónico medio). También hay materiales del Carbonífero superior en posición discordante.

No existen en la Hoja buenos cortes estratigráficos que permitan un estudio detallado de las unidades cartográficas debido sobre todo a las deficientes condiciones de observación de los afloramientos que suelen estar cubiertos por depósitos de ladera y monte bajo salvo en los cortes de carreteras y algunos 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 Puebla de Obando (728), Arroyo de La Luz (703) y Villar del Rey (751).

1.2.1. Ordovícico

El Ordovícico está muy irregularmente representado en la Hoja debido principalmente a la deformación producida por cizallas frágiles de carácter levógiro que posteriormente pudieron jugar como normales (ver tectónica).

El Ordovícico inferior se sitúa mediante discordancia angular sobre los materiales del Precámbrico. Está constituido por dos unidades claramente diferenciables, la primera corresponde a la formación Areniscas ocres bioturbadas (7), conocida en otras áreas como "Serie púrpura" o "Capas Intermedias" LOTZE (1956b), de naturaleza variable pero en la que destacan la presencia de cuarcitas, areniscas, escasas pizarras y un conglomerado basal no siempre presente. El espesor es muy variable, desde inexistente hasta 150 m. En esta Hoja solo aflora (aunque muy mal) en el flanco N de la Sierra de S. Pedro. La unidad suprayacente, cuarcita Armoricana, tiene escasa potencia entre los 6-25 m y es transgresiva sobre la serie anterior. La edad probable de ambas unidades es Hunneberg?-Arenig como indican PILES *et al.* (1989) PIEREN PIDAL *et al.* (1989) etc. en base a criterios de icnofauna, al desarrollo sedimentario de ambas unidades y a su comparación con los grandes ciclos transgresivos-regresivos registrados a escala global.

A continuación aparecen un potente conjunto (300 m) de pizarras marrones con intercalaciones de areniscas (Pizarras con *Neseuretus* de otras áreas) y sobre ellas un nivel cuarcítico de unos 40 m (Cuarcitas Botella o Cantera de Los Montes de Toledo) comprendiendo el conjunto desde el Llanvirn hasta probablemente el Caradoc inferior.

El Ordovícico culmina con un tramo pizarroso que hacia techo va presentando frecuentes intercalaciones arenosas (150-200 m).

1.2.1.1. Areniscas ocres bioturbadas y pizarras (7). Serie Púrpura. Capas Intermedias. Ordovicico inferior

Afloran en el flanco N del sinforme paleozoico de la Sierra de S. pedro. Se trata de una sucesión de espesor variable entre los 0-150? m debido a que su depósito se realizó sobre un paleorrelieve generado por los movimientos sárdicos (regionalmente). En cualquier caso la potencia máxima es estimativa debido por una parte a los recubrimientos coluvionales procedentes de la denu-dación de la C. Armoricana y por otra a los desgarres frágiles que afectan al citado flanco N.

Para el estudio de esta unidad cartográfica se realizaron dos cortes, uno en esta Hoja en el Puerto del Clavín y otro en la Hoja de Arroyo de la Luz (703) en el regato al E de las Casas del Hito (Km 6 de la Carretera Comarcal entre Aliseda y Villar del Rey).

En el Puerto del Clavín esta formación se compone de cuarcitas y areniscas en bancos decimétricos, amalgamados a veces en bancos métricos, alternantes con niveles de lutitas centimétricos en general muy escasos. Las areniscas son de tonos blancos, crema o violáceos mostrando gran parte de ellas páginas ferruginosas o de tonos burdeos, siendo aquí característica la abundante bioturbación horizontal en el techo de algunas capas. Las estructuras sedimentarias primarias más visibles son las superficies onduladas de los bancos, la laminación paralela y algunas laminationes cruzadas de ripples de oscilación.

Al microscopio las areniscas tienen textura blastosamítica, con clastos de grano grueso subanguloso, matriz serícita intersticial o bien cemento ferruginoso. Puede haber moscovitas detriticas, turmalina y opacos todos ellos en escasa cantidad. Las pizarras que representan a los niveles pelíticos se componen de sericita, clorita y generalmente cuarzo, moscovita o plagioclase.

El ambiente sedimentario se interpreta, por comparación con materiales de facies semejantes, como marino somero. Se trata de cuñas arenosas de la plataforma interna con evidencias de la acción del oleaje.

En el otro corte (Casas del Hito) el tramo aflorante de esta unidad (7) es principalmente conglomerático. Se ha levantado una columna de 23 m, que es el tramo cartográfico entre las pizarras y grauvacas precámbricas y la Cuarcita Armoricana.

La base (1'5 m) son areniscas de grano medio en bancos decimétricos. Sobre ella hay conglomerados, de clastos redondeados de cuarzo principalmente, lidita y areniscas. El color es violáceo o rojo. Hacia la parte media hay un nivel conglomerático con estratificación cruzada de gran escala cuyo sentido de paleocorrientes es NNE. A continuación y hasta el muro de la C. Armoricana los conglomerados son como los basales, clastosoportados y con cantos de cuarzo, arenisca y lidita.

Estas facies corresponden probablemente a depósitos fluviales de canales divagantes amplios y no confinados. Serían ríos trenzados o "braided" sin llanura de inundación reconocible.

1.2.1.2. Ortocuarcitas. Cuarcita Armoricana (8). Ordovícico inferior (Arenig)

Por encima de la formación anterior o directamente en discordancia angular sobre los depósitos precámbricos aparece una formación muy singular en todo el Macizo Armoricano no solo por sus características litológico-estratigráficas sino además por ser la mayor parte de las veces el elemento principal constructor del relieve. En esta Hoja su importancia es relativa dada su escasa potencia (entre 6 y 25 m) aunque sus resaltes proporcionan suficientes coluviones como para ocultar en gran medida las formaciones supra e infrayacentes. Afloran en el flanco N de la Sierra de S. Pedro, en el núcleo anticlinal de Malanda (Sierra del Horno) y en la esquina SW (Sierra del Casquero), en general con malos afloramientos, por lo que su caracterización se realiza en las Hojas colindantes Arroyo de la Luz (703) y Puebla de Obando (728).

Se han levantado cuatro columnas de esta formación en las Hojas de Arroyo de la Luz -703- (en el regato al E de las Casas del Hito Km 6 carretera Aliseda-Villar del Rey) y en la Hoja de Puebla de Obando (728) en la misma carretera, a la altura de los kms 12,6 (W del cortijo Velada de Torres), 15'4 (cruce de carreteras Aliseda-Villar del Rey con la de Alburquerque) y 29 (Alpotreque).

En síntesis, la Cuarcita Armoricana puede presentarse en bancos métricos (escasas veces) en los que pueden observarse términos microconglomeráticos de clastos de cuarzo o de areniscas blancas de 0'5 a 2 mm de diámetro (por ej. en las Sierras del Casquero o del Horno) aunque lo normal es que presente una disposición en bancos métricos (escasas veces) o deci-centimétricos (más frecuentemente) unas veces amalgamados, en los que no se distinguen estructuras internas y otras veces presentándose intercalados con niveles pizarrosos; en este último caso los bancos pueden tener una morfología ondulada y presentar indistintamente estratificación cruzada planar y en surco (con direcciones de paleocorrientes entre N30-50W). Los niveles arenosos más delgados presentan laminaciones paralelas, onduladas y laminación cruzada de "ripples" de oscilación (las crestas de estos "ripples" se orientan N75E).

Al microscopio se presentan como unas cuarcitas generalmente granoblásticas de grano fino, formadas por granos de cuarzo de bordes poligonales o redondeados. Contienen a veces sesudomorfos serícitos de probables feldespatos alterados además de alguna moscovita detrítica, minerales opacos y sílice recristalizada en continuidad óptica con los clastos, mientras que en otras este es de carácter ferruginoso.

Estas facies se pueden interpretar como un depósito de arenas por "megaripples" que fluían hacia el NNW, apilados en ocaciones en forma de barras compuestas y en una plataforma agitada por el oleaje como indican las laminaciones onduladas ("wavy bedding") y las formas preservadas de los "ripples" de oscilación. Una intepretación más general se realiza en el apartado siguiente.

En esta Hoja no se han detectado fósiles, sin embargo MARTÍN HERRERO *et al.* (1982) en la Hoja de Arroyo de la Luz y en el flanco N de la Sierra de S. Pedro (Loma de Puertollano) citan la siguiente icnofauna: *Dimorphicnus* sp., *Planolites* sp., *Cruziana* sp. e *Isopodichnus?* sp. SOLDEVILA (1991) hace un resumen bibliográfico de la icnofauna recogida en esta unidad (entorno del área de estudio) por diversos autores; la edad determinada, sobre todo por la asociación de cruzianas presentes, es Arenig.

1.2.1.3. Pizarras marrones con intercalaciones de areniscas (9). Ordovícico inferior-medio. Arenig-Llanvirn-Llandeilo

Afloran a techo de la C. Armoricana y en las mismas localidades citadas para esa unidad. Es una sucesión variada de pizarras y areniscas de unos 300 m de potencia máxima, cuyo aspecto difiere según los cortes, pero que en general puede resumirse en un mayor predominio de los tramos pelíticos hacia la base y un aumento progresivo de los niveles arenosos hacia el techo.

Para su caracterización se han levantado series, en esta Hoja en el Puerto del Clavín (Km 21'2 de la Carretera nacional 523) y también en la Hoja de Puebla de Obando (728) en la Carretera comarcal 521 de Aliseda a Villar del Rey en los kiloméetros 15'4, 22 y 29.

Todas estas series son muy semejantes; en ellas la parte basal, en contacto normal con la C. Armoricana, es de predominio pizarroso aunque con frecuentes intercalaciones, deci-centimétricas, de areniscas y esporádicas de niveles limoníticos de 5 a 10 cm de grosor. Las pizarras tienen tonos amarillentos (quizás por alteración) violáceos y grises. Los niveles arenosos, de grano fino.medio, tienen normalmente una morfología ondulada propia de "ripples" de oscilación simétricos y forman secuencias estrato y granocrecientes menores; la estructura interna de las capas puede tener laminación paralela, ondulada ("wavy"), cruzada de "ripples" de oscilación y estratificación cruzada "hummocky".

Al microscopio las cuarcitas son blastosamíticas o, más comúnmente, granoblásticas. En el primero de los casos, la matriz es serícita, intersticial entre los clastos y muy ligeramente recristalizada. Lo más común es que el cuarzo presente grano fino, forma equidimensional o muy ligeramente alargada y bordes redondeados o algo poligonales. Al cuarzo suelen acompañar plagioclásas macladas de igual morfología o feldespatos potásicos caolinizados, llegando a veces a pasar estas cuarcitas feldespáticas a verdaderas arcosas. Las moscovitas detríticas, curvadas y algo

orientadas son también de frecuente aparición. Los minerales accesorios son óxidos de hierro, grafito, minerales opacos, circón, turmalina y rutilo o esfena. Un carácter de estas cuarcitas que se va a repetir en todas las de paleozoico, es la abundancia relativa de minerales pesados.

Los niveles pelíticos están constituidos por filitas sericítico-cloríticas con algo de cuarzo o plagioclasas clásicas, fragmentos de micas e impregnación ferruginosa. Su grado de recristalización y orientación es menor que el que se ha observado en las filitas precámbricas. En general, la serie de metapelitas de la formación suprayacente es bastante monótona, por lo que se insistirá poco en su descripción.

La interpretación sedimentológica se basa en la serie realizada en el segundo corte (Km 15'4 de la comarcal 521), incluyendo la Cuarcita Armicana. Los depósitos del Ordovícico inferior representan la transgresión subsiguiente, a una bajada general del nivel relativo del mar (evidenciada por las areniscas y conglomerados violáceos de aspecto fluvial) que pasa por un estadio de plataforma dominada por las corrientes (sin evidencias concretas del tipo de las mismas) para quedar bajo la influencia de las tormentas y pasar finalmente a plataforma talud sin señales visibles de la acción del oleaje. El resultado es una megasecuencia positiva estrato y granodecreciente constituida por secuencias estrato y granocrecientes menores de escala métrica (2-3 m), es decir, las polaridades de ambas secuencialidades son disconformes. Estas secuencias menores son asimilables a parasecuencias que se apilan verticalmente en el cortejo de sistemas de facies de nivel del mar alto ("highstand systems tract").

Durante la realización de este trabajo se recolectó fauna en esta Hoja en el Puerto del Clavín y en la Hoja de Puebla de Obando (728) en el Km 12'6 de la Carretera Comarcal 521 de Aliseda a Villar del Rey.

En el primer corte y a 10 y 15 m de la fractura (base de la formación) hay niveles fosilíferos con:

Graptoloideos: Didymograptus sp.

Trilobites: Neseuretus (Neseuretus) cf. avus HAMMANN

¿Placas de cistoideos?

indicadores de una edad Llanvirn. A 40 m de la base (Km 21'5 aprox.) hay niveles con:

Braquiópodos: Heterorthina morgatensis (MELOU)

Trilobites: Crozonaspis armata (DESLONGCHAMPS)

Neseuretus (Neseuretus) sp

que indican una edad Llandeilo inferior (bajo). En el Km 21'6 (aprox.) se encuentran:

Braquiópodos: Heterorthina morgatensis (MELOU)

Trilobites: Ectoptochile cf. almadenensis (ROMANO)

Crozonaspis cf. armata

Crozonaspis armata

Crozonaspis cf. incerta (DESLONGCHAMPS)

Neseureetus (Neseureetus) sp.
Neseureetus (Neseureetus) henkei HAMMANN
Plaesiacomya oehlerti (KERFORNE)

indicadores de una edad Llandeilo:

En el segundo corte (dentro de la Hoja de Puebla de Obando) se recolectó:

Graptoloideos: Didymograptus sp.

de edad Llanvirn. SOLDEVILA (1991) realiza una descripción exhaustiva de los abundantes fósiles encontrados en esta unidad por sí mismo y por otros autores.

1.2.1.4. Cuarcitas ocres (10). Ordovícico medio. Llanvirn-Llandeilo

Es una unidad fácilmente identificable, ya que da un resalte topográfico que destaca entre dos unidades que ocupan generalmente zonas de depresión topográfica. La potencia puede oscilar entre los 40 m (máximo) en el flanco N de la Sierra de San Pedro y de 6 a 10 m en el flanco S.

Se ha levantado un corte completo en el Arroyo de la Aceitunilla en la Hoja de Arroyo de la Luz (703). El contacto con la formación infrayacente es gradual. La unidad tiene aquí 36 m de cuarcitas bien estratificadas en bancos métrico-decimétricos que hacia la base están bastante fracturadas (enmascaramiento de la estructura interna) y hacia la parte alta presentan estratificación cruzada de "megaripples" de oscilación. El color es blanco o blanco-crema con páginas grises y ocres y el tamaño de grano fino-medio. El límite con la unidad suprayacente es neto.

El tipo más común de cuarcitas de esta formación presenta textura blastosamítica granoblástica. El cuarzo es de grano fino, poco heterométrico, subanguloso y de formas variadas; entre los clastos se encuentra una matriz serícita intersticial muy ligeramente recristalizada. Contienen además moscovitas, cloritas, turmalinas o circones todos ellos de apariencia detrítica.

Se interpretan estos depósitos como correspondientes a una plataforma marina somera.

1.2.1.5. Pizarras oscuras (11). Ordovícico superior. Caradoc

Sobre el tramo cuarcítico descrito, se dispone una formación predominantemente pizarrosa de difícil estudio dados los recubrimientos coluvionares procedentes de las unidades cuarcíticas infra y suprayacentes.

Se ha levantado una columna de 170 m en el Arroyo de la Aceitunilla (Hoja de Arroyo de la Luz) a techo inmediato de la columna de la anterior unidad. La parte basal (15 m) es esencialmente pizarrosa con esporádicas laminaciones arenosas milimétricas. Sobre ellas hay un tramo arenoso (25 m) de capas centí-milimétricas con laminación ondulada y techos de "ripples". Por encima hay 50 m de pizarras gris-azuladas con esporádicas laminaciones arenosas milimétricas y sobre ellas un nuevo tramo de predominio arenoso (25 m) en el que hay muchas estructuras sedimentarias primarias; hacia la base se reconocen secuencias negativas granocrecientes de 0'5 a 0'7 m

de espesor con laminación paralela, estratificación cruzada de "ripples" de oscilación y laminación cruzada de "ripples" de oscilación y hacia el techo los estratos (0'2 a 0'25 m) muestran secuencias constituidas por la superposición vertical de laminación paralela → laminación cruzada de "ripples" de oscilación → techos ondulados de "ripples" de oscilación. Por encima hay unos 5 m de difícil observación que suponemos pizarras entre las que hay esporádicos resalte areniscosos.

Este conjunto se interpreta como sedimentos de plataforma con acción del oleaje.

Las areniscas presentan al microscopio texturas granoblásticas con cuarzos de grano medio (tamaño arena) y moscovita como componentes principales. Menos abundantes son la biotita, la turmalina y el círcón.

Se ha recolectado fauna a la altura del Km 13 de la Carretera Comarcal 521 de Aliseda a Villar del Rey (Hoja de Puebla de Obando).

Trilobites: Onnia sp.

Crozonaspis dujardini (ROUAULT) o *Scotiella?* *taouzensis* *Scotiella?* sp.

Dalmantinae indet y fragmentos de nautiloideos

esta última datada como Caradoc por VILLAS (1982). Este conjunto fosilífero indica una edad Caradoc. Muestras encontradas en la base de esta formación en las Hojas de Sever-Santiago de Alcántara (674-675) y Membrío (676) por BASCONES et al. (1978) y BASCONES et al. (1980) indican para la citada base una edad todavía Llandeilo. Por otra parte SOLDEVILA (1991) cita un yacimiento fosilífero al E del Morrón de los Calabazones (límite de Hojas de Arroyo de la Luz (703) y San Vicente de Alcántara (702) con las formas:

Braquíopodos: Svobodaina feisti HAVLICEK

Drabovia sp.

que indican una edad Caradoc superior-Ashgillense.

1.2.2. Silúrico

Los afloramientos silúricos de esta Hoja están restringidos al Puerto del Clavín (a continuación hacia el S de las sucesiones ordovícicas) y al flanco S del Anticlinal de Malanda (Sierra del Horno). Los materiales pertenecientes a este sistema se agrupan en dos unidades, una inferior de cuarcitas claras y una superior pizarrosa.

Los hallazgos fosilíferos son escasos, debido probablemente a la falta de buenos afloramientos, ya que en otras localidades de la Zona Centroibérica son muy numerosos.

1.2.2.1. Cuarcitas claras (12). Cuarcita del Jabonero. Silúrico inferior. Llandovery

Por encima de la formación pizarrosa anterior, se sitúa un nivel cuarcítico que da resalte por lo que su definición cartográfica no ofrece dificultad; el hecho de que no aflore en gran parte del

núcleo Anticlinal de Malanda (Sierra del Horno) se debe a efectos tectónicos (ver cartografía y cap. de tectónica).

La descripción de esta unidad se basa en los cortes realizados en la Hoja de Arroyo de la Luz (703) en Casas del Hito (Km 6 de la Carretera Comarcal 521 de Aliseda a Villar del Rey) y en el Arroyo de la Aceitunilla (Sierra del Jabonero).

En el primer caso, son 15 m de areniscas ocres o blancas dispuestas en estratos métricos o decimétricos. En la parte inferior los estratos son cuneiformes y se adaptan unos a otros. Hacia la mitad del tramo aparecen nívelillos de lutitas curvos y discontinuos en forma de "flasers". No se distingue la estructura interna de los estratos.

En el segundo corte, las areniscas tienen una potencia entre 70 y 90 m. Los dos tercios inferiores tienen aspecto masivo pues no se ven las juntas de estratificación y además hay una intensa fracturación. En el tercio superior los bancos de espesor deci-centimétrico tienen una morfología de superficie ondulada por "ripples" cuyas crestas se orientan E-O. Las estructuras internas son laminación paralela y estratificación cruzada de "megaripples" de oscilación.

Se interpretan como depósitos marinos de plataforma con oleaje, cuyos efectos afectan intensamente al fondo.

Al microscopio son cuarcitas contextura granoblástica en las que el componente principal es el cuarzo. Los minerales accesorios son turmalina, biotita, moscovita, circón, esfena y óxidos de hierro.

Al no encontrarse fauna en esta unidad, la edad se le asigna en función su correlación regional. Se le atribuye en este sentido una edad Llandover ya que en el Sinclinal de Cáceres la unidad equivalente tiene a techo unas pizarras ampelíticas negras con faunas de Llandover en su parte basal.

1.2.2.2. Pizarras negras (13). Silúrico superior. Wenlock-Ludlow

Es una formación predominantemente pelítica, de unos 300 m de potencia, que forma, a escala regional, una depresión topográfica generalizada entre dos relieves cuarcíticos; en este sentido es difícil establecer una columna general debido a los recubrimientos cuaternarios procedentes en su mayor parte de los relieves citados a los que se añaden otras dificultades como una escasa superficie aflorante en la Hoja y que unas veces el techo y otras el muro de la unidad suelen ser accidentes tectónicos; por todo ello su caracterización se realizó en dos secciones parciales localizadas en la Hoja de Arroyo de la Luz (703) y denominadas y Cortijo de las Aceitunas y Charca de la Aceitunilla.

En el primer corte, la sección reconocida son dos tramos alejados entre sí unos 40 m. En el más inferior (camino) la serie (31 m) consiste en pizarras amarillentas (alteración) con intercalaciones arenosas en bancos deci-centimétricos de aspecto tableado; se observan en ellos estructuras internas como estratificación cruzada ("hummocky") de tamaño pequeño a medio, laminación cruzada de "ripples" de oscilación y laminación parapela; en el superior (cortijo), en una serie de

unos 15 m, los bancos arenosos son de espesor centimétrico, con morfología de techo ondulado de "ripples" de oscilación con crestas orientadas N-S e idénticas estructuras internas a las descritas para el camino. Se reconocen secuencias elementales granocrecientes de escala métrica que forman parte de otras mesosecuencias granocrecientes de orden decamétrico. El segundo corte (15 m) es idéntico al tramo superior del primer corte.

Al microscopio se trata de cuarcitas con textura granoblástica, equigranular y cuarzoarenitas con textura clástica inequigranular. Los componentes principales son cuarzo y cemento ferruginoso y los accesorios moscovita, sericitita, circón, turmalina y óxidos de hierro.

Estas facies se interpretan como depósitos de plataforma marina con acción del oleaje sobre el fondo, manifestada por las estructuras sedimentarias primarias citadas. Los materiales se ordenan en secuencias granocrecientes (negativas) que quizás puedan asimilarse a parasecuencias poco potentes; estas secuencias pueden ser progradaciones sucesivas de la plataforma interna sobre la externa al crecer en vertical el prisma de sedimentos marinos someros.

En este trabajo solo se ha reconocido fauna en el flanco sur del Anticinal de Malanda (Sierra del Horno) a la altura del Km 27'8 de la Carretera Nacional 523 de Cáceres a Badajoz, en un nódulo de pizarra roja, en medio de una serie de pizarras verdosas y azul oscuro.

El nivel fósilífero es de *Graptoloideos* con la forma *Monograptus* sp. que determina una edad Silúrica.

SOLDEVILA (1991) en el lugar Casa de Valdelasmanos, al SE de Aliseda, y en el flanco N de la Sierra de San Pedro (Hoja de Arroyo de la Luz) localiza dos yacimientos, cerca del muro de la unidad que nos ocupa que han proporcionado fauna de *graptoloideos*, estudiada por GUTIÉRREZ MARCO (U.C.M.). El primero de ellos a unos 15-20 m de la base proporciona:

Pristiogratus cf dubius (SUESS)
Monograptus sp

que indican una edad Wenlock superior (Zonas Murchisoni a Scanicus de ELLES y WOOD). El segundo, a unos 150 m del anterior y también cerca de la base tiene

Monoclimasis cf. vomerinus (NICHOLSON)
Monograptus cf. flemingii (SALTER)

que indican una edad Wenlock superior (Zonas Rigidus-Lundgreni de ELLES y WOOD).

1.2.3. Devónico

Es la sucesión paleozoica que ocupa mayor área cartográfica y también la más potente.

Se puede destacar la existencia de un Devónico inferior de potencia relativamente reducida (del orden de los 300 m.) y no muy bien caracterizado dada la escasez de yacimientos fosilíferos encontrados, una probable laguna mesodevónica al igual que en otras áreas de la Zona

Centroibérica como Herrera del Duque (PUSCHMANN, 1970a) y Almadén (ALMELA *et al.* 1962; VERGES, 1983; PARDO *et al.* 1984b etc) y una potente serie del Devónico superior (más de 1.800 m) con varias unidades cartografiadas. En el tramo más alto de este Devónico superior se diferencian dos dominios, de características litoestratigráficas distintas, producto de la separación de la cuenca en dos zonas por efecto de un sistema de fallas distensivas.

1.2.3.1. Areniscas ferruginosas y pizarras (14). Cuarcitas de Aliseda. Silúrico superior-Devónico inferior. Ludlow-Emsiemse.

Se reconoce esta formación, con dificultad, en los flancos del núcleo anticlinal de Malanda (Sierra del Horno). En el flanco S forma una sierra de cima redondeada, muy típica a lo largo de la Sierra de S. Pedro. En el flanco N se ha caracterizado como tal a una sucesión pizarrosa verdosa (roja por alteración) de escasa potencia (unos 100 m) y superficie cartográfica, en la que el muro es la Falla de Malanda y el techo un límite impreciso con la unidad suprayacente; aquí se detectó la única fauna del Devónico inferior en todo el ámbito de la Sierra de San Pedro. La potencia de la unidad es de unos 250-300 m.

La caracterización se realizó en el mejor corte posible, en la Hoja de Arroyo de la Luz (703) a la altura del Km 1'2 de la Carretera Comarcal 521 de Aliseda a Villar del Rey. La columna levantada aquí es del orden de los 300 m.

Se trata en síntesis de una alternancia de areniscas y pizarras en proporciones variables, de color gris dominante aunque con alteraciones rojizas y amarillentas que dominan el paisaje. La mitad inferior es en general más rica en alternancias centimétricas mientras que la superior tiende a ser de alternancias a nivel métrico. Los mayores espesores de estratos de arenisca se encuentran en la zona intermedia. La morfología de estas capas es muchas veces de superficie ondulada (reflejo de estructuras tipo estratificación "hummocky" o estratificación en surco debida a "megaripples" de oscilación) y es frecuente encontrar morfologías preservadas de "ripples" de oscilación.

Al microscopio son cuarzitas con textura granoblástica equigranular, con cuarzo y sericita como minerales principales y circón, turmalina, plagioclasa, moscovita y esfena como accesorios.

Esta sucesión se interpreta como una serie de plataforma continental con acción del oleaje sobre el fondo. Las fluctuaciones de la profundidad se traducen en la proporción arena-arcilla (areniscas-pizarras). Las repetidas secuencias granocrecientes (negativas) pueden corresponder a parasecuencias y la unidad completa a un apilamiento vertical de parasecuencias durante un episodio de nivel del mar alto (highstand).

Respecto a la edad, el único yacimiento conocido del Devónico inferior en la Sierra de San Pedro se ubica en el Km 25'2 de la Carretera Nacional 523 entre Cáceres y Badajoz. Este nivel fosilífero proporciona las siguientes formas:

- Braquiópodos* *Brachyspirifer* sp.
- Euryspirifer* sp.
- Plebejochonetes* sp.
- Platyorthis* sp.

Nucleospira sp. (muy abundante)
Uncinulus sp.
Globithyris ? sp.
Shizophoria ? sp.
Arduspirifer? sp.
Stenorhynchia ? sp.

<i>Trilobites</i>	<i>Phacops</i> sp.
<i>Rugosos solitarios</i>	<i>Metriophyllum</i> ? sp.
<i>Tabulados</i>	<i>Pleurodictyum</i> sp.
<i>Briozoos fenestélidos</i>	<i>Ptiloporina</i> sp. (abundante)
	Otros Briozoos indeterminados
<i>Icnofósiles</i>	<i>Crionolithes</i> sp.
<i>Crinoideos</i>	indeterminados

que indican una edad Devónico inferior, posiblemente Emsiemse.

Aún a pesar de este dato paleontológico, la ubicación concreta de esta unidad en la sucesión paleozoica no está muy ajustada. Como bien indica SOLDEVILA (1991) la sucesión del Anticinal de Malanda (Sierra del Horno) donde se sitúa el yacimiento descrito se debe corresponder con la unidad de "Cuarcitas de Aliseda" pues estos son los materiales que se encuentran entre las últimas faunas silúricas conocidas (280 m por debajo del muro de las C. de Aliseda) y las primeras faunas del Devónico superior (200 m por encima del techo de las C. de Aliseda). En este sentido el límite entre el Silúrico y el Devónico no puede establecerse con precisión situándose, dada la posición estratigráfica de esta unidad, hacia la base de la sucesión cuarcítica aunque podría estar en su seno. Por lo que se refiere al límite entre el Devónico inferior y el superior, dado que su tránsito se realiza sin cambios notables de facies en aquellas sucesiones que como aquí presentan laguna mesodevónica, PARDO et al. (1984b), VERGES (1983) etc, puede suponerse que está o bien en esta unidad o a muro de la unidad suprayacente (15).

1.2.3.2. Alternancia de cuarcitas y pizarras (15). Devónico inferior-superior. Emsiemse-Frasniense

Aflora al NE y SE del Anticinal de Malanda (Sierra del Horno). El muro, como ya se indicó en el apartado precedente, es un límite impreciso con la formación infrayacente en el que las pizarras del techo de la Cuarcita de Aliseda se ponen en contacto con, las aquí muy abundantes, pizarras verdes basales de la unidad que nos ocupa; hacia la parte media-alta de la sucesión aumenta progresivamente el contenido arenoso, en bancos finos con laminación cruzada de "ripples" de oscilación, que culmina, en un contacto bastante neto, con la unidad cuarcítica suprayacente (Cuarcitas del Aljibe). Por todo lo expuesto, la caracterización de esta unidad de alternancias (15) es difícil ya que por una parte los materiales pizarrosos forman una depresión y por otra son muy abundantes los materiales coluvionales procedentes de las cuarcitas suprayacentes; en este sentido se realizó el mejor corte posible en la Hoja de Arroyo de La Luz (703) en la Carretera Comarcal 521 de Aliseda a Villar del Rey.

La sucesión en este corte es del mismo tipo que la descrita en el apartado anterior. Al margen de unos 50 m basales, recubiertos, y que suponemos pizarrosos por lo ya expuesto, hay un mayor dominio pizarroso, de modo que son muy abundantes las capas delgadas de arenisca, entre 5 y 15 cm, de morfología lenticular debido a las ondulaciones de las superficies de "ripples". Las estructuras sedimentarias primarias más abundantes con la laminación ondulada ("wavy"), la laminación paralela y la estratificación cruzada ondulada ("hummocky"). Se registra una mega-secuencia granocreciente de unos 280 m desde la base a los dos tercios de la unidad. El resto está dominado por las pizarras y forma con la unidad siguiente (Cuarcitas del Aljibe) una mega-secuencia grano y estratocreciente.

La potencia de la unidad es del orden de los 350 m.

Al microscopio las areniscas (cuarcitas) tienen textura granoblástica con cuarzo como componente más importante y biotita y sericita como minerales accesorios. Estas rocas presentan un tamaño de grano entre 80 y 100 micras siendo en general homogéneos; las metacuarcitas presentan gran cantidad de micas detríticas y sericitas intergranulares .

Se interpreta esta sucesión como una serie de plataforma continental con acción de oleaje sobre el fondo demostrada por las abundantes estructuras. Hay un dominio de facies pizarroso sobre las areniscas, aunque puede haber variaciones en vertical. Las secuencias granocrecientes (negativas) pueden corresponder a parasecuencias que se apilan con un nivel del mar alto (highstand). En conjunto se detecta una progradación de los ambientes más proximales (280 m basales) que pasan a facies más distales, aunque hacia arriba de la sucesión se pasa a una nueva tendencia progradante de los ambientes someros que se refleja en la megasecuencia negativa que incluye a las cuarcitas de la unidad suprayacente (16).

En lo que respecta a la edad, a 60 m del techo de la unidad y en el corte descrito, SOLDEVILA (1991) cita las siguientes formas:

Braquiópodos Cyrtospirifer almadensis APECKELMANN
Ripidiorhynchus cf. farsani BRICE
Ripidiorhynchus cf. ferquensis (GOSSELET)
Ripiorhynchus aff. kolatensis BRICE
Adolfia (?) acutosinu (BOUCHARD in RIGAUX)
Palaeoneilo ? robustella (MULLER)

Icnofósiles *Vermiphorichnus* sp

A 30 m del techo aparecen:

Braquiópodos Cyrtospirifer almadensis (PAECKELMAN)
Ripidiorhynchus ef. farsani (BRICE)
Pradochonetes muellen (PARDO y GARCÍA-ALCALDE)

Bivalbos *Leptodesma almadensis* (MULLER)

A 15 m del techo se reconocen:

- Braquiópodos* *Cyrtospirifer almadenensis* (PAECKELMAN)
Adolfia cf. faniensis (VANDERCAMMEN)
Apousiella almadenensis (PARDO y GARCÍA-ALCALDE)
Apousiella cf. cloriodotí (RIGAUX)
Ripidiorynchus aff. barroisi (RIGAUX)
Douvillina sp.

Todos estos fósiles indican una edad Frasniense (Biozona C de PARDO y GARCÍA-ALCALDE, 1984b).

1.2.3.3. Cuarcitas (16). Cuarcitas del Aljibe. Devónico superior. Frasniense

En posición concordante con los materiales descritos aflora, al NE y SE del Anticlinal de Malanda (Sierra del Hornero), una serie constituida por areniscas grises o blanco grisáceas en bancos medios a gruesos con morfología ondulada y alguna estratificación cruzada de bajo ángulo y gran escala dirigida al N; en ocasiones los bancos son muy potentes, probablemente por pérdida de estratificación durante la diagénesis y pueden presentar una pátina ferruginosa y a veces un teñido cortical centimétrico verdoso. En la base de la serie se detectan frecuentemente areniscas ferruginoso-ocráceas con interestratificaciones de limonitas y en el tramo superior nódulos centimétricos y discoidales de hematites que al meteorizarse y desaparecer deja los fragmentos cuarcíticos cuajados de huequecillos, lo cual puede ser un carácter bastante distintivo de estas cuarcitas, reconocible en sus coluviones. El tamaño de grano es fino, aunque localmente puede llegar a tener un aspecto casi microconglomerático. La potencia de la serie es de unos 20 m, suficientes para dar un resalte topográfico muy neto y fácilmente reconocible en fotografía aérea.

Al microscopio presentan textura granoblástica y están constituidas por cuarzo de grano fino a medio, que forma cristales algo alargados y con los bordes ligeramente indentados. De forma dispersa pueden aparecer a veces unos agregados limoníticos redondeados. Otros componentes de estas rocas son pequeños granos de minerales opacos y cristales de turmalina.

Se interpreta esta formación como depósitos de plataforma somera con acción del oleaje sobre el fondo. Forma con la parte alta de la unidad infrayacente una megasecuencia somerizante que se supone debida a la progradación de los ambientes de plataforma interna y sublitorales.

En lo que respecta a la edad, SOLDEVILA (1991) en el corte de la Carretera Comarcal 521 de Aliseda a Villar del Rey (Hoja de Arroyo de La Luz) y a 8 m de la base de la unidad cita las siguientes formas:

- Braquiópodos* *Adolfia? acutostinu* (BOUCHARD in RIGAUX)
Apousiella almadenensis (PARDO y GARCIA-ALCALDE)
Eoschuchertella sp.
Ripidiorhynchus sp.
Cyrtospirifer sp.

Briozoos indeterminados que indican una edad Frasniense (BIOZONA C de PARDO y GARCÍA-ALCALDE, 1984b).

1.2.3.4. Pizarras y cuarcitas (17). Devónico superior. Frasniense

Suprayacente a las cuarcitas descritas hay una serie formada por pizarras y cuarcitas, en general mal expuesta, que está limitada a techo y muro por claros resalte topográficos, cuyo desmalteamiento provoca una considerable acumulación de derrubios. No obstante y con carácter puntual se puede observar que el tránsito con la unidad infrayacente es gradual, a través de una alternancia de varios metros de espesor de pizarras y capas arenosas, de tonos claros, de potencia deci-centimétrica y morfología ondulada de "ripples" de oscilación y en las que también se puede observar laminación paralela y bioturbación (esporádicamente). Las pizarras son de tonos grises y aspecto compacto.

Al microscopio las cuarcitas tienen textura granoblástica siendo el cuarzo el componente principal y teniendo como accesorios sericita, circón y turmalina. Las facies pelíticas al igual que todas las del conjunto Devónico presentan una gran uniformidad en sus caracteres petrográficos, independientemente de su posición estratigráfica; la textura es hipidiomórfica y está definida por la disposición orientada de sericita de grano muy fino que es el principal componente de estas rocas.

La potencia de la unidad puede oscilar entre los 75 m del flanco N del sininforme de la Sierra de S. Pedro a los 300 en la Sierra de Peñaquemada (Hoja de Arroyo de la Luz).

La interpretación, teniendo en cuenta la columna que representa a las facies descritas previamente, refleja un ambiente marino de plataforma con influencia de los aportes arenosos transportados por oleajes de tempestad.

En relación con el contenido faunístico, SOLDEVILA (1991) cita las siguientes formas a unos 35 m de la base:

Braquiópodos *Cyrtospirifer almadenensis* (PAECKELMANN)

Cyrtiopsis sp.

?*Eobrachythyris* sp.

Crinoideos indeterminados

que indican una edad Devónico superior; BOCHMANN (1956) y KELCH (1957) para su unidad d₆, también hacen referencia a varias especies de braquiópodos que atribuyen al Devónico superior.

1.2.3.5. Cuarcitas (18). Cuarcitas de Peñaquemada. Devónico superior. Frasniense

Afloran al SO de la Hoja en dos pliegues braquianticliniales alineados, formando un escalón morfológico sobre todo con la serie suprayacente y dando lugar a las máximas cotas entre las que sobresale el Estena (677 m). Su contenido faunístico es elevado, sobre todo por la presencia de

braquiópodos Spiriféridos, de ahí la denominación "Spiriferenquarzit" atribuida por KELCH (1957) a esta unidad.

La mitad inferior de una serie de 25 m, en el Km 2'5 del corte de la Carretera Comarcal 521 entre Aliseda y Villar del Rey (Hoja de Arroyo de La Luz), la constituyen alternancias de pizarras y areniscas grises y blancas en bancos decimétricos con morfología ondulada por "ripples" (crestas con orientación NNE-SSO) y estructuras mayores (probablemente "megaripples" de oleaje y estratificación cruzada "hummocky"), la mitad superior, exclusivamente arenosa, se organiza en bancos deci-centimétricos amalgamados con abundantes estructuras internas como estratificación cruzada "hummocky" y laminaciones ondulada y paralela. En otros puntos como la Sierra de Peñaquemada también en la Hoja de Arroyo de La Luz (703), las areniscas son de grano fino, micáceas, con pátinas amarillentas y rojizas.

Al microscopio la textura de las areniscas es granoblástica con cuarzo, sericitia y clorita como minerales esenciales y turmalina y circón como componentes accesorios. El tamaño de grano es en general fino.

La potencia, donde se realizó el corte, es de unos 25 m pero en otros puntos de la Sierra de San Pedro puede alcanzar los 75 m.

Esta unidad se interpreta como acumulaciones arenosas en la plataforma interna, bajo la acción del oleaje. Es casi seguro que forman una megasecuencia somerizante con las pizarras y areniscas de la unidad infrayacente.

SOLDEVILA (1991) cita, a unos 20 m de la base de la unidad en el corte descrito, las siguientes formas:

Braquiópodos ? *Cyrtiopsis* sp.
? *Eobrachythrys* sp.

Crinoideos indeterminados

y en otro yacimiento situado en el Puerto de las Arenas

Braquiópodos *Cyrtospiriferidae* indet
Orthida indet

Crinoideos indeterminados

que indican una edad Devónico superior, como así mismo lo indican diversas especies de spiriféridos descritas por KELCH (1957).

1.2.3.6. Pizarras oscuras y verdes (19). Devónico superior. Frasniente-Fameniente

Esta unidad cartográfica y la que se describirá en el apartado siguiente (20) ocupan la misma posición estratigráfica si bien se describen por separado al presentar características litoestrati-

gráficas distintas. En este sentido las diferencias se interpretan como debidas a la partición de la cuenca, producto del funcionamiento de un sistema de fallas distensivas, en dos zonas, una estable con pocos sedimentos (Unidad 19) y otra más profunda que se rellena rápidamente con materiales de origen inestable que alcanzan gran espesor y en la que hay una importante participación volcánica (Unidad 20).

La unidad que aquí se describe (19) se sitúa en esta Hoja al NNO del Rincón de Ballesteros. Se puede establecer una sucesión en el Regato de Lácara (único corte posible aunque deficiente). Esta sucesión tiene una parte basal (100 m) de pizarras verdosas con bancos de areniscas intercaladas y coladas riolíticas de hasta 30 m de espesor; la parte media (25 m) son areniscas en bancos decimétricos con base relativamente plana y techos ondulados; la estructura interna de estos bancos se observa mal y se detecta laminaciones paralelas y onduladas y laminaciones cruzadas de "ripples" de oscilación; el tramo superior es de unos 70 m de pizarras negras con nódulos pizarrosos que contienen fósiles.

Otra sucesión, también de baja calidad por estar en el núcleo de una zona deprimida entre los resalte cuarcíticos del apartado anterior, se puede realizar a la altura del Km 15'8 de la Carretera Comarcal de Puebla de Obando a Aliseda (inmediaciones de la Sierra de la Osita) donde se observa la existencia de una alternancia de pizarras verdosas y areniscas amarillentas con gran alteración supergénica que dificulta la observación de las estructuras primarias; las areniscas se disponen en bancos deci-centimétricos en los que la única estructura interna que se observa es la laminación paralela; el techo (Cortijo de Peñaquemada) tiene mayor predominio arenoso, también en bancos deci-centimétricos de morfología ondulada y con laminación paralela. La sucesión aquí descrita tiene unos 240 m.

Al microscopio las areniscas tienen textura granoblástica y como componentes esenciales el cuarzo y la sericita. Accesorios se observan circón y pirita; son abundantes las concreciones de hematites.

Las pizarras tienen textura lepidoblástica con cuarzo, sericita y moscovita como componentes esenciales siendo abundantes, al igual que en las areniscas las concreciones elípticas de hematites que dan a la roca un aspecto noduloso.

Estas sucesiones se interpretan como depositadas en un medio marino de plataforma abierta, externa, por comparación con otros materiales de facies parecidas (aunque no de la misma edad) que afloran en la región.

En lo que respecta a la edad se han recolectado algunos fósiles 2'5 Km al NNO del Rincón de Ballesteros, cerca de la Casa de La Roma, en nodulos pizarrosos muy frecuentes entre las pizarras negras del tramo superior de la sucesión allí descrita.

Ammonoideos *Tornoceratidae indet.*

Bivalvos, madera flotada, ? Bactritoideo que indican una edad Devónico superior, posiblemente Fameniense. SOLDEVILA (1991) cita un yacimiento de fauna en la Hoja de Puebla de Obando (728) en las proximidades de las Cuarcitas de Peñaquemada (18) 1'5 Km al O del Cortijo Palomares (en el Regato de la Espadaña) con las siguientes formas:

Braquiópodos Cyrtospirifer almadenensis
Cyrtospirifer sp.
Cariniferella cf. dumontiana (VERNEUIL)
Douvillinoïdes ? alvarezi (PARDO y GARCÍA-ALCALDE)
Phestia acuta (MULLER)

Icnofósiles *Vermiphorichnus* sp.

Briozoos y Crinoideos indeterminados que indican una edad Devónico superior (Frasniense) para la sucesión descrita en las inmediaciones de la Sierra de la Osita.

1.2.3.7. Pelitas pardas y vulcanitas (20). Devónico superior. Frasniense Fameniense

Aparecen en la zona central del sinclinalio paleozoico ocupando una considerable extensión cartográfica. Se les estima una potencia superior a los 1.200 m. muy difícil de precisar, por otra parte, debido a los recubrimientos que podrían ocultar importantes accidentes tectónicos.

En síntesis esta unidad está constituida por una serie pelítico-arenosa con intercalaciones cuarcíticas cartografiadas (21), en la que son frecuentes los niveles de areniscas slumpedizadas y los conglomerados con cantos blandos que flotan en una matriz pelítica (mud supported); también existe una importantísima participación volcanogénica de tobas, cineritas, riolitas y sobre todo diábasas; estas últimas, que pueden llegar a ser muy potentes definen en su cartografía (incluso a escala regional) una nítida relación con la unidad que nos ocupa.

A pesar de su gran extensión cartográfica, esta serie casi siempre ocupa zonas deprimidas y es por ello que en esta Hoja solo se levantó una sección parcial de la misma al S del Cortijo de la Carretona de Lácara (S de la Loma de la Fernandona). En la Hoja de Puebla de Obando (728) se realizaron secciones parciales en los Kms 5'5 y 7'1 de la Carretera que une la Comarcal 521 con la Nacional 523 y en el Km 42 de la Nacional 523 en el Puerto del Zángano.

En el primer corte la serie está constituida mayoritariamente por pizarras pardo-amarillentas con intercalaciones de areniscas de aspecto tableado en bancos deci-centimétricos; estos bancos (a veces amalgamados) tienen una morfología con superficies onduladas (probablemente "ripples" de oscilación). Hacia el techo de esta pequeña sucesión de 60 m, el sedimento se hace más grueso y pasa a arena fina muy fina con delgadas intercalaciones (también deci-centimétricas) de areniscas con superficies de "ripples" de oscilación o bien formando lentejones (laminación lenticular) con laminación cruzada de "ripples" de oscilación.

Esta sucesión se interpreta como una acumulación de sedimentos lutíticos en una plataforma con episodios de influencia sublitoral (intercalaciones arenosas).

En el segundo corte, en el cruce del camino de El Puntal de Arriba, la sucesión levantada es de unos 18 m; sobre un tramo pelítico de unos 10 m con nivelillos arenosos a techo de 1-2 cm, hay un tramo de unos 22 m de predominio arenoso en el que en la base, las capas deci-centimétricas presentan granclasificación y en ocasiones laminación paralela e incluyen microconglomerados y fragmentos rectangulares de tamaño centímetro atribuídos a restos de plantas; la mor-

fología de la superficie de estas capas es ondulada y a muro de las mismas es frecuente encontrar arcillas rojas; hacia el techo del tramo se observaron pistas de bioturbación.

Las arcillas fueron estudiadas mediante la difracción de rayos X y dieron los siguientes resultados: cuarzo (27-30%), illita (35-40%), clorita+esmectita (27-30%) y caolinita (5-6%); estos resultados son propios de una pizarra (*sensu lato*) y no se puede hacer una atribución ambiental precisa. El color rojo se debe a la alteración supergénica.

Esta sucesión representa posiblemente depósitos de tipo turbidítico asociados al desmantelamiento de áreas topográficamente más elevadas, pero no hay criterios para establecer una batimetría de los mismos.

En el tercer corte (Cortijo de Santa Leocadia) se han estudiado dos afloramientos, uno en el Km 7'5 en una serie de unos 100 m, en la que se refleja un predominio absoluto de pizarras pardas con intercalaciones centímetricas de arenas finas verde-amarillentas con laminación paralela u ondulada. Alguna capa puede tener 3-4 cm y en ella el techo es ondulado pero sin estructura interna visible. La serie de detalle (Km 7'1) de unos 7 m de espesor tiene un tramo basal arenoso de unos 50 cm con bancos de techo ondulado y con estructuras internas de "ripples" de oscilación y laminación paralela; el resto es predominantemente pizarroso y tiene esporádicas intercalaciones arenosas (centímetricas) de superficies onduladas.

Esta serie refleja un ambiente marino relativamente profundo, con movimiento esporádico de arena en el fondo que se apilaba en "ripples" de oscilación más o menos simétricos. El transporte puede deberse a corrientes desencadenadas por las tempestades.

A escala microscópica las pizarras pueden ser filitas grafitosas, filitas arenosas, filitas plagioclásicas y calcofilitas. La textura es siempre lepidoblástica. El cuarzo es clástico subanguloso y de grano fino y puede aparecer en lechos entre clorita. La matriz es sericítica la mayor parte de las veces orientada aunque pocas veces recristalizada. Como componentes principales suelen estar la sericita, el cuarzo y la clorita. Menos importantes son el circón, la turmalina y los minerales opacos.

Las cuarcitas tienen textura blastosómica. El cuarzo es clástico de grano fino, subanguloso a subredondeado. Suele haber fragmentos de moscovita y chert. Todo esto en una matriz sericítica y subordinada. Cuarzo, clorita, sericita y a veces moscovita son los componentes principales y opacos, circón, turmalina y rutilo los secundarios.

En lo que respecta a la edad, en esta Hoja, se ha reconocido el Braquiópodo *Cyrtospirifer* sp., 1'5 Km al NO del Cortijo de la Carretona de Lácara, de edad Devónico superior. Se ha detectado, sin embargo, abundante fauna en esta misma unidad, en la Hoja de Puebla de Obando. Así en el Km 28'3 de la Carretera Nacional 523 entre Cáceres y Badajoz se recolectaron

Braquiópodos

Longispina n. sp.

Apousiella sp.

"*Lingula*" sp.

Tentaculitoideos *Homoctenus* sp. abundante
Ostrácodos ? *Entomozoid* y otras formas indeterminadas
lcnofósiles *Vermiphorichnus* sp. infestando los ejemplares de *Longispina*
que indican una edad Devónico superior (Frasniense medio o superior).

En un regato que hay a la altura del Km 9'5 de la Carretera Comarcal de Puebla de Obando a Aliseda y a unos 500 m de la carretera se encontraron las siguientes formas;

Braquiópodos Schuchertella sp.
Rhynchonellacea indet. con fosetas dentales denticuladas
Tylothyris ? sp.
Hispidaria ? sp.
Centrorhynchus ? sp.
Cyrtospirifer sp. unos 700 m al NE de los anteriores

Crinoideos, Briozoos y Corales (*Plerophyllidae* indet) que indican una edad Devónico superior posiblemente Fameniense.

En el Km 5'2 de la Carretera Comarcal de Puebla de Obando a Aliseda y a la altura del Cortijo Mohedas de Quiñones se recolectaron:

Braquiópodos Cyrtospirifer sp. 1
Cyrtospirifer sp. 2
Cyrtospirifer sp. 3
Torynifer sp.
Cleiothyridina sp.
Composita sp.
Athyris sp.
Shizophoria sp.
Aulacella sp.
Schuchertella sp.
Spiriferida indet.
Tylothyris sp.
Centrorhynchus ? sp.
Hispidaria ? sp.
Rhynchonellacea indet

Crinoideos y Briozoos Fenestelídos muy abundantes, así como Gasterópodos, Bibalvos y Tabulados (*Marioxyllites* sp.) que indican una edad Devónico superior (Fameniense superior).

En la Sierra del Garbanzo (SE de la Hoja de Puebla de Obando) se detectó otro yacimiento con material pobre y mal conservado.

Braquiópodos Rigidiorhynchus ? sp.

Bivalvos Leptodosma cf. almadenensis MULLER y otros indeterminados.

Gasterópodos Platycerátidos y ? *Nautiloideos* (abundantes). Se ha determinado una edad Devónico superior para el supuesto de que el Rinconélido estuviese bien clasificado.

1.2.3.8. Areniscas grauváquicas. (21). Devónico superior. Frasniente-Fameniente

Afloran, intercalados entre los materiales de la sucesión descrita en el apartado anterior, dando un resalte alomado que se puede seguir en foto aérea con bastante nitidez. La potencia puede oscilar entre los 20 y los 40 m. Se han levantado dos secciones, una en la Loma de la Fernandona (500 m al S del Cortijo de la Carretera de Lácara) y la otra en el corte del ferrocarril (Km 29) en la Dehesa Huerta del Rosal.

En síntesis se trata de unas alternancias con gran predominio arenoso sobre el pelítico. Las areniscas forman bancos decimétricos (20-30 cm), algunas veces amalgamadas y no siempre fáciles de diferenciar; en las juntas de estratificación es frecuente observar pátinas marrones, amarillentas o violáceas. La morfología es normalmente de base plana y techo ondulado (escala grande 0'5 a 1m.) aunque algunas veces las capas son lenticulares (métricas). Las estructuras internas, no siempre bien visibles, son laminación paralela y ondulada, laminación cruzada de "ripples" de oscilación, estratificación cruzada ondulada ("hummocky") y estratificación cruzada en surcos con paleocorrientes hacia el E-NE. También se observan "slumps".

Al microscopio las areniscas tienen textura blastosómica, con cuarzo subanguloso como mineral dominante, en una matriz relativamente abundante en la que predomina la sericita. Los minerales accesorios son circón, turmalina, opacos, rutilo y moscovita.

En el primer corte las intercalaciones areniscosas se pueden agrupar (considerando naturalmente la sucesión a muro descrita en el apartado anterior) en varias secuencias granocrescentes de espesor decamétrico; hay un caso concreto que registra el paso de plataforma abierta (externa) a plataforma interna con acción de las tormentas sobre el fondo. Estas secuencias podrían ser parasecuencias, pero no se observan criterios de aumento de profundidad (inundación marina) salvo la desaparición de areniscas con acción del oleaje. Si así fuese se hablaría de un apilamiento vertical de parasecuencias con cierta tendencia progradante del Sistema.

El segundo corte es más distal y se interpreta como una sedimentación, en plataforma abierta, con signos de inestabilidad en forma de "slumps" y microconglomerados.

1.2.3.9. Riolitas (22)

Cartográficamente se representa sólo un lentejón de varios km de longitud y regular potencia (promedio de 150 m) que aparece en el centro de la Hoja, concordante con los sedimentos del Devónico superior. Suele dar una morfología deprimida, sobre todo por la erosión diferencial, ya que sus bordes son a menudo cuarcíticos y ofrece en campo bastante alteración meteórica. Se debe precisar la existencia de mayor número de niveles riolíticos en concordancia con los citados sedimentos devónicos, si bien por sus escasas dimensiones no se han representado.

Son rocas de tonalidades amarillentas en que a simple vista se reconocen clastos milimétricos de cuarzo.

Estas vulcanitas se encuentran casi siempre deformadas y ligeramente alteradas lo que dificulta el reconocimiento de todos los minerales primarios. Las muestras más frescas están constituidas por fenocristales de hasta 8 mm de tamaño máximo de cuarzo redondeado, explosionado y con golpes de corrosión, de feldespato potásico microclinizado y de plagioclásas macladas sin zonar. Se observan reemplazamientos mutuos entre ambos feldespatos y los cristales tabulares tienden a mostrar una orientación de flujo. Algunos de ellos muestran los planos de macla curvados por una deformación tardía. La matriz, contiene feldespato potásico casi criptocristalino entremezclado con diminutas laminillas sericiticas y cloríticas. Con frecuencia las micas recristalizan formando lechos delgados que confieren a la matriz un aspecto bandeadó y se forman sombras de presión alrededor de los fenocristales.

1.2.3.10. Diabasas (23)

Afloran en forma de "sills" entre los materiales más altos del Devónico superior. Tienen bastante profusión aunque solo se han cartografiado las más importantes que alcanzan en muchos casos varios Km de longitud; la potencia es variable métrico-decamétrica (raramente hectométrica) y se manifiesta como alternancias regulares de estos términos volcánicos con los materiales pizarrosos. Cuando la roca está fresca presenta disyunción bolar, pero en la mayoría de los casos están muy alteradas dando el afloramiento una tonalidad pardo-rojiza característica.

Estas rocas producen metamorfismo de contacto en el encajante (0'5 m.). Esta blastesis estática (grumos de sericita, óxidos de hierro, materia carbonosa etc.) engloba a la esquistosidad S_1 y está afectada por una S_2 débil.

La génesis de estas rocas diabásicas, en función de lo descrito, no está por el momento resuelta y persisten dudas respecto a sus relaciones espacio-temporales con el encajante (Devónico superior).

Tienen siempre textura subofítica de grano medio a fino. Están constituidas por plagioclásas tabulares, zonadas y entrecruzadas que rodean a cristales muy xenomorfos de augita. Con frecuencia los piroxenos presentan escasa hornblenda marginal. Otros minerales presentes son laminillas biotíticas agrupadas, además de ilmenita, esfena y apatito como accesorios más comunes. En ocasiones se presentan facies titanadas en las que la esfena alcanza proporciones poco comunes.

Generalmente estas diabasas piroxénicas están muy alteradas, siendo lo más común encontrar las plagioclásas en seudomorfosis saussuríticas y los piroxenos convertidos en agregados de tremolita acicular asociada a actinolita xenomorfa y prismática.

1.2.4. Carbonífero

Los materiales carboníferos pueden agruparse en dos conjuntos; el Carbonífero inferior, en disposición aparentemente concordante con el Devónico superior (Pizarras oscuras y verdes), 19, y el Carbonífero superior discordante sobre el resto de la secuencia paleozoica.

1.2.4.1. Pizarras, tobas, lítitas y calizas (24). Carbonífero inferior. Tournesiense

La sedimentación del Carbonífero inferior se inicia con una serie de materiales vulcanosedimentarios que contienen en general pizarras, lítitas, calizas y tobas que en posición aparentemente concordante sobre los materiales devónicos infrayacentes (19) están sujetos a numerosos cambios laterales de facies. A lo largo de la Sierra de San Pedro la potencia de esta formación puede oscilar entre los 20 y los 100 m.

En esta Hoja, la serie está escasamente representada, aparte de que se encuentra casi tapada por los materiales coluvionales procedentes de la denudación de las facies conglomeráticas del Carbonífero superior, sin embargo en algunos puntos aislados, próximos a la base, se observa una roca verdosa, con disyunción bolar y estructura vacuolar microcristalina, la cual se asimila a las tobas basales, "tuffbrekzie" de KELCH (1957) mejor representadas en las Hojas de Arroyo de La Luz (703) y Puebla de Obando (728). El resto de los materiales son pizarras de tonos violáceos o pardos, de grano fino y nódulos esporádicos de lítitas de pequeñas dimensiones (1-2 cm).

En la Hoja de Arroyo de La Luz (703) esta formación tiene mejor representación. Los niveles, más o menos basales, de tobas presentan con frecuencia estructura brechoide y algunos niveles de alternancias de lutitas y areniscas de colores violáceos con estructuras similares a las de las series de plataforma de las formaciones devónicas; también se observan calizas grises oscuras y fétidas, estratificadas en capas, que contienen algún resto de crinoides. En otro punto de esta Hoja (4 Km al W del corte citado) BASCONES *et. al.* (1982) indican la existencia de lítitas en bancos decimétricos que hacia techo intercalan tobas y calizas.

Al microscopio se han identificado rocas básicas alteradas (espilitas?), con textura microlítica fluidal, que contienen como minerales principales drusas llenas de clorita, cuarzo y carbonatos; también son frecuentes los microlitos de plagioclasa.

Se interpretan estos materiales como sedimentos de plataforma marina con aportes vulcanoblásticos.

En cuanto a la edad, SOLDEVILA (1991) hace referencia a un yacimiento situado en el kilómetro 19'5 de la Carretera Comarcal de Puebla de Obando a Aliseda que ha proporcionado las siguientes formas:

- Braquiópodos Schizophoria resupinata* (MARTIN)
- Schuchertella cf lens* (WHITE)
- Megachonetes cf. sibylai* (THOMAS)
- Plicochonetes cf. kinghiricus* (NALIVKIN)
- Rugauris* ? sp.
- Linoprotuctus* ? sp.
- Productacea* indet
- Actinoconchus cf. expansus* (PHILLIPS)
- Ectochoristites* ? sp.
- Cleiothyridina* sp.
- Athyrididae* indet

Eomartiniopsis cf. tscherepeti (SOKOLSKAJA)
Mucrospirifer cf. pseudoposterus (BESNOSSOVA)
Brachythryris cf. ovalis (PHILLIPS)
Unispirifer cf. striatoconvolutus (BENSON y DUN)

Trilobites *Cummingella* sp.
 Eocyphnium ? sp.

así como rugosos solitarios, briozoos, ostrácodos y crinoideos cuya edad en conjunto parece ser Carbonífero inferior sin más precisiones.

1.2.4.2. Calizas oscuras y fétidas (25). Calizas de Valdelascasas. Carbonífero inferior. Tournesiense superior- Viseense superior

Afloran al NO del Rincón de Ballesteros en posición aparentemente concordante con la formación infrayacente y con notables procesos de karstificación. El límite inferior o basal es casi siempre una zona deprimida por lo que es difícil observar su relación con el sustrato; el límite superior es un contacto tectónico con la formación conglomerático-pizarrosa del Carbonífero superior. La potencia de las calizas es aquí de unos 50 m.

La base de la formación es una roca de tonos verdosos, a veces violáceos con componentes clásicos de tonos negros, así como vacuolas que podrían indicar un alto contenido piroclástico; en este tramo se encontraron restos de fauna microscópica no clasificable; el resto es una caliza masiva, oscura y fétida en la que no está definida ni la estratificación, ni la esquistosidad, que presenta un grano muy fino así como mucha recristalización.

En la Hoja de Arroyo de la Luz (703) en el km 2'7 de la Carretera Comarcal 521 entre Aliseda y Villar del Rey la potencia de esta formación es de unos 60 m. Las muestras tomadas en los dos tercios inferiores de la sucesión son grainstones a rudstones de grano fino y grainstones o packstones en el tercio superior. Contienen restos de braquíópodos, gasterópodos, crinoideos y probablemente otros equinodermos (fragmentos monocristalinos de gran tamaño, la mayoría soldados o suturados y radiolas o púas), fragmentos de esqueletos diversos, algunos rodeados por micrita e intraclastos micríticos o biomicríticos (packstone-wackstone), usualmente redondeados.

Estos depósitos se interpretan como acumulaciones de restos bioclásticos en una plataforma carbonatada formando barras. No se han encontrado evidencias de bioconstrucciones en estos cortes, pero puede haberlas lateralmente.

En lo que se refiere a la edad, se detectó un yacimiento con fauna en esta Hoja, unos 700 m al E de la Casa de las Terronas de Abajo, que dió las siguientes formas:

Rugosos solitarios *Siphonophyllia cf. sibiliyi* (SEMENOFF)
 Bradyphyllum rotiphyloides (POTY)
 Caninia aff. cornucopiae (MICHELIN)
 Amplexus coralloides (SOWERBY)

Braquíópodos *Brachythryididae* indet

Nauiloideos, Gasterópodos, Algas y Crinoideos que indican una edad Carbonífero inferior (Viseense superior).

En la Hoja de Puebla de Obando (728), 1 Km al NE del Cortijo de la Grana de los Angeles se recolectaron los siguientes fósiles.

Macrofauna *Rugosos solitarios* *Fasciculophyllum* sp.
 Ufimia ? aff. *makowski* (ROZKOWSKA)

Braquiópodos *Strophomenidina* indet
Crinoideos muy abundantes

que indican una edad Fameniense terminal o Carbonífero inferior, más probablemente Carbonífero inferior.

Microfauna *Conodontos* *Gnathodus pseudosemiglaber* (THOMPSON y FELLOWS)
Gnathodus homopunctatus (ZIEGLER)
Gnathodus praebilineatus (BELKA)
Gnathodus austini (BELKA)
Gnathodus sp.
Hindeodella sp.
Ozarkodina sp.

foraminíferos (abundantes), ostrácodos y dientes de gnatostomados indicadores de una edad Carbonífero inferior (Tournesiense superior, Tn 3 sup. a Viseense medio, V2 parte inferior).

1.2.4.3. Conglomerados, arenas y pizarras (26). Carbonífero superior

El afloramiento de estos materiales se extiende a lo largo de una estrecha franja (de 700 a 1.800 m de anchura) desde las inmediaciones del puerto del Claví hasta el Cerro de la Carbonera (al SO de Alcuéscar). Los materiales carboníferos (superiores) se ubican confinados entre dos zonas de cizalla frágil de carácter levógiro (ver cartografía). Es muy posible que ambas zonas produjeran en medio una zona deprimida donde se depositó, con carácter molásico, el Carbonífero superior, no plegado y que posee una estructura monoclinal suavemente buzante (menos de 45°) hacia el SE; este leve buzamiento hace pensar, a pesar de los límites tectónicos de la unidad, que se encuentra discordante sobre el resto de la sucesión paleozoica. La potencia de este serie sería del orden de los 800-1000 m.

Se ha levantado una columna de los 180 m basales de esta formación, que parecen representativos del conjunto, a lo largo de la trinchera del ferrocarril Cáceres-Mérida (desde el Km 34'02 al Km 33'7). La sucesión consiste básicamente en niveles de conglomerados soportados por los cantos y areniscas o arenas gris-amarillentas (alteración superficial). El espesor de las capas conglomeráticas oscila entre los 0'5 m y los 12 m y la litología se ordena en secuencias granodecrecientes con base erosiva que corresponden al relleno de canales de alienación general SE-NO y sentido de las paleocorrientes hacia el NO. El nivel basal es un depósito muy irregular en el que pueden aparecer incluso trozos de estrato incorporados; las granulometrías pueden aquí oscilar desde métricas a centimétricas siendo lo normal del orden de 20-30 cm; en el resto de los paleocanales los depósitos de fondo casi nunca suelen superar los 10 cm aunque son en general bas-

tante más evolucionados. Hacia el techo de cada secuencia son más abundantes los términos microconglomeráticos donde los clastos pueden alcanzar 5 mm de diámetro aunque lo normal es que sean de 1 ó 2 mm.

Hacia la mitad de la columna empiezan a aparecer paleocorrientes dirigidas hacia el sureste (N130-150E) y más hacia el techo de la sucesión, se encuentran laminaciones cruzadas de "ripples" de oscilación y estratificaciones cruzadas con paleocorrientes opuestas (no medidas en estratos sucesivos) que no parecen del tipo "herringbone".

Las pizarras son muy esporádicas hacia la base de la sucesión apareciendo como niveles ampelíticos de 1 m de potencia, con características sapropélicas. Hacia el techo son más abundantes, de tonos verdosos y grano fino.

Litológicamente el conglomerado es poligénico y heterogranular, con cantos de composición cuarcítica (fundamentalmente) si bien los hay de todos los tipos de rocas previas existentes como pizarrosos, volcánicos de diversos tipos, carbonatados e incluso graníticos.

Al microscopio los términos arenosos presentan granos muy pequeños de cuarzo, generalmente subangulosos y con frecuencia algo aplazados y orientados. Los fragmentos de chert redondeado son también abundantes mientras que los de cuarcita y filita, como asimismo los clastos de plagioclasa son de más escasa aparición. También es muy común encontrar fragmentos detríticos de moscovitas y cloritas. La matriz, que suele estar en igual proporción que los clastos es microgranular, pero orientada y formada por cuarzo y sericita entremezclados o formando pequeños lechos monominerales. Los accesorios de común aparición son minerales opacos, cirón y turmalinas detríticas.

Las pizarras son en lámina delgada unas filitas constituidas por abundantes laminillas sericíticas orientadas que se entremezclan con pequeños granos de cuarzo; con frecuencia las muestras están salpicadas de agregados cloríticos semiorientados formados por pocas láminas e impregnadas de óxidos de hierro. Además contienen pequeños granos de minerales opacos y circones de aspecto detrítico. El grado de recristalización de las rocas es generalmente muy bajo.

Estos materiales se interpretan como un depósito de abanico aluvial asimilable a los conocidos en bibliografía como "abanicos húmedos", con grandes canales trenzados y reducción progresiva de la actividad tectónica en el frente donde se enraizan (lo cual genera megasecuencia positiva). Hacia la parte media de la sucesión se está en el abanico distal, con canales conglomeráticos divagantes de carga gruesa, que dan lugar a depósitos abandonados (lags) de conglomerados y sobre ellos depósitos arenosos.

La mitad superior es algo diferente, hay evidencias de depósito en ambiente subacuático, con oleaje y reversión de las corrientes (no necesariamente diarias de tipo mareal). Según esto se interpreta como un paso a ambientes lacustres de grandes dimensiones en el que el oleaje alcanza cierta importancia o más probablemente a un medio marino somero.

No se conoce muy bien la posición precisa de los conglomerados de la Morra de los Acebuches (a techo de la unidad) pero parece que dado el tamaño de los cantos (10-20 cm) y el hecho de

estar perfectamente alineados en el sentido de la cizalla (límite SO) habría que referirse a una reactivación tectónica de las cizallas que limitan la unidad.

Por lo que se refiere a la edad, la flora encontrada junto al cruce de la carretera de Casas de D. Antonio al Rincón de Ballesteros, con el ferrocarril Cáceres-Mérida no ha podido clasificarse. BOCHMANN (1956) basándose en flora de *Alethopteris lonchitica* (SCHLOTH) UNG y *Rhycopteris* sp. estableció una edad Westfaliense. FONOLLA in PINEDA *et al.* (1980) establece una edad Estefaniense B medio a Estefaniense C en base a asociaciones esporo-polínicas presentes en los lechos pizarrosos intercalados en los conglomerados.

1.3. CENOZOICO

1.3.1. Plio-pleistoceno

1.3.1.1. Rañas. Abanicos aluviales (28) y coluviones (27). Plioceno a Pleistoceno.

Los materiales más antiguos que recubren el sustrato hercínico están limitados a escasos restos de depósitos tipo Raña (28) de edad pliocena (?), que puede extenderse tal vez hasta el Pleistoceno y de coluviones (27) que tienen en su mayoría un origen contemporáneo a la Raña, pero que localmente han podido seguir evolucionando hasta momentos más recientes.

Los afloramientos de Raña (28) se reducen a los extremos apicales de abanicos aluviales planos cuya coalescencia debió tapizar gran extensión del Domo Extremeño, tanto al norte como al sur del sinforme de la Sierra de San Pedro, como atestiguan los abundantes restos exhumados del pedimento infrayacente a la Raña, correlacionable con la Penillanura Cacereña. No se encuentran sin embargo restos de afloramientos sobre los granitos del Macizo de Albalá, que ocupa una posición elevada sobre la paleotopografía del plioceno, al igual que la Sierra de San Pedro, que actúa como área fuente fundamental de los depósitos.

La posición topográfica de los abanicos indica la existencia de dos episodios sucesivos de sedimentación cercanos en el tiempo y bajo condiciones ambientales bastante similares, pues sus materiales presentan litofacies semejantes. El registro sedimentario del primer episodio lo constituyen las cabeceras de abanicos que quedan colgados a la salida de pequeños portillos abiertos en las cuarcitas ordovícicas. El segundo de estos episodios desarrolla un sistema de abanicos más bajo topográficamente que el anterior, con un encajamiento de 40 - 50 m ligado al desarrollo de la red de drenaje actual.

Como señala MARTÍN-SERRANO (1988a), las referencias a la existencia de dos (e incluso más) niveles de materiales del tipo Raña son abundantes en toda la meseta, aunque encubiertas bajo distintas denominaciones como "Raña y terrenos rañizos", "Raña y Pre-Raña" o "Raña I y Raña II". Sin embargo, por razones de simplificación, ambos niveles de aluvionamiento han sido aquí asimilados cartográficamente y tratados genéricamente como Raña.

Los depósitos de Raña están formados por conglomerados oligomicticos, clastosostenidos, de color rojo-ocre y una potencia media de 3 - 4 m. Los clastos, de tamaño centimétrico a decimétrico, son principalmente cantos subangulosos a subredondeados de cuarcita, junto con frag-

mentos angulosos de venas de cuarzo blanco y más escasos y redondeados de pizarra. Los cantos de cuarcita presentan una intensa alteración con desilificación del cemento que conlleva la desagregación de la cuarcita, y una cementación y encostramiento por óxidos de hierro que les confiere su peculiar aspecto rubefactado. Los cantos de pizarra aparecen degradados a un subproducto arcilloso de color ocre-amarillo. La matriz está formada por arenas y arcillas de color rojo-ocre. La estructuración interna del depósito es grosera, destacando la imbricación de cantos y una selección baja. El medio de deposición debió ser un sistema de alta energía, fluvitorrenzial en MUÑOZ y ASENSIO (1975) y MUÑOZ (1976) y según un sistema de canales tipo "braided" en MOLINA (1975). En los materiales del nivel inferior de Raña las características fluviales están más acusadas, presentando estratificaciones cruzadas y paleocanales con relleno.

Los materiales del segundo nivel de raña pueden ser en buena medida removilizados del nivel superior, una "raña regenerada" en el sentido de HERNÁNDEZ-PACHECO (1949), pero la convergencia de las cabeceras de ambos sistemas, es decir, el carácter proximal del encajamiento, indica que el aporte fundamental debe seguir viniendo de los crestones cuarcíticos y las alteritas desarrolladas sobre pizarras y grauvacas.

Por debajo del depósito el sustrato aparece intensamente alterado, adquiriendo una fuerte coloración ocre-amarillo. Esta alteración que afecta igualmente a los depósitos y al sustrato con una potencia de 2 a 20 m (MOLINA, 1975; MARTÍN-SERRANO y NOZAL, 1989), se caracteriza por los procesos de caolinitización, desilificación, liberación de Fe y su precipitación como goethita y hematites. Frente a las hipótesis iniciales (VIDAL BOX, 1944; HERNÁNDEZ-PACHECO, 1949) que asumían unas condiciones paleoclimáticas áridas o semiáridas, la tendencia actual supone que la formación de la Raña tiene lugar bajo un clima estacional "no necesariamente árido" (MOLINA, 1975) o directamente relacionado con el primer pluvial villafranquense correlacionable con la primera crisis climática fresca e incluso rigurosamente fría en las montañas (MUÑOZ, 1976).

Otro rasgo característico de los depósitos de Raña es el desarrollo sobre ellos de un planosuelo con un horizonte superficial de lavado y presencia de gravas cuarcíticas intensamente rubefactadas, de unos 50 cm de espesor en la zona estudiada (el "garbancillo" de NOZAL y MARTÍN-SERRANO, 1989); por debajo aparece un potente horizonte de acumulación de arcillas (1.5 a 3.5 m) por iluviaión, y hacia su base destaca rasgos hidromórficos tales como bandeados horizontales de coloración blanco-gris relacionados con procesos de lavado asociados a las fluctuaciones del nivel freático. Las características edafológicas de los suelos desarrollados llevan a ESPEJO (1978) a sugerir la influencia de episodios climáticos cálidos y húmedos en su formación.

Los coluviones (27), fundamentalmente los coluviones antiguos de cabecera de Raña que festonean los relieves cuarcíticos de la Sierra de San Pedro, están compuestos por un conglomerado granosostenido de cantos cuarcíticos angulosos en una matriz de arenas y limos. En estos conglomerados ligados cronológicamente al desarrollo de las rañas, los procesos hidromórficos posteriores han sido muy intensos; los 2 - 3 m superiores han estado sujetos a un intenso lavado, la iluviaión de las arcillas ha dejado una matriz fundamentalmente arenosa de coloración blanca a ocre empastando unos cantos que han perdido parcialmente su costra rubefactada. Hacia la parte inferior del depósito aparecen niveles de concentración de arcillas de color rojo-ocre con el característico abigarramiento en nivelillos grises paralelos a la pendiente.

1.3.2. Pleistoceno

1.3.2.1. Glacis (29). Terrazas y Fondo de valle colgado (30).

En las proximidades del Río Ayuela, el principal curso que discurre por la superficie de la Hoja nº 729, se localizan algunos afloramientos pardo-rojizos poco compactados de arenas y limos con cantos cuarcíticos. Se trata de glacis (29) de mayor pendiente que las rañas, relacionados con el encajamiento de la red de drenaje, ya definida como la actual, al menos en cuanto a los cursos de mayor orden jerárquico.

Los cauces principales, fundamentalmente el Río Ayuela, han desarrollado un sistema de terrazas (30), al menos dos niveles, que se conservan preferentemente hacia sus cabeceras, donde entroncan con el fondo de estos valles. Los materiales son conglomerados de cantos cuarcíticos redondeados, arenas y limos de tonos pardos.

Las relaciones cronológicas entre depósitos de glacis y terrazas no son claras en el área de esta Hoja, sin embargo en la Hoja más occidental (Puebla de Obando, nº728) se puede apreciar que el desarrollo de terrazas corresponde a un episodio de encajamiento más avanzado que el de los glacis.

1.3.3. Holoceno

1.3.3.1. Pedrizas (31). Abanicos aluviales (32). Fondo de valle (33).

Los depósitos de ladera más recientes están constituidos por las pedrizas (31), pedreras o canchales. Se trata de lenguas de brechas cuarcíticas heterométricas, carentes de matriz, que se localizan directamente junto a las barras de cuarcitas ordovícicas intensamente diaclasadas de las que se nutren, llegan a cubrir depósitos coluvionares o confluyen en los conos de recepción de los torrentes. Su origen se ha explicado como debido al efecto de procesos crioclásticos durante períodos de condiciones periglaciares.

El Fondo de valle (33) está constituido por limos, arenas y conglomerados. En los valles principales es señalable que aparecen colgados por la disección del cauce activo actual, que deja al descubierto el sustrato hercínico. En la confluencia del Río Ayuela con sus tributarios es frecuente que se formen pequeños abanicos aluviales (32) por la pérdida brusca de energía de los torrentes.

2. TECTÓNICA

La presente Hoja, al igual que sus vecinas de Puebla de Obando (728), Alburquerque (727), Villar del Rey (751) etc. constituyen la transición entre la Zona Centroibérica y la de Ossa-Morena según la división paleogeográfica, realizada por LOZTE (1945b), del Hercínico peninsular. Las macroestructuras más importantes son los sinformes de la Sierra de San Pedro y de La Codosera, separados por un antiforme de materiales precámbricos, materiales que también afloran por debajo del borde NE de la Sierra de San Pedro. Ambos tipos de materiales, los precámbricos y los paleozoicos pertenecen a ciclos orogénicos diferentes y están separados por una discordancia

angular considerable, que se evidencia cartográficamente y con ciertas dificultades en el campo en la zona del Puerto de la Mezquita, pero que sin embargo resulta espectacularmente clara en la Hoja contigua de Puebla de Obando (728) a la altura del Km 12'6 de la Carretera Comarcal 521 entre Aliseda y Villar del Rey.

DEFORMACIÓN PREHERCÍNICA

Dado el nulo resalte topográfico que tienen los materiales precámbricos, las observaciones deben realizarse a lo largo del Río Ayuela, el único que permite el reconocimiento continuo de los mismos. A lo largo de él se observan una serie de pliegues de plano axial norteado (N20-30E) y verticalizado, con ejes que tienen el plunge hacia el SSO en torno a los 40-60°; estos pliegues poseen una esquistosidad S_1 de edad Hercínica con un trazado norteado y oblicuo al que muestra la misma esquistosidad en los materiales paleozoicos; una explicación posible de esta evidencia sería el que la modificación en dirección de la esquistosidad fuera provocada por la intrusión forzada del Batolito de Extremadura Central; otra explicación sería una modificación a favor de una zona de cizalla, CASTRO (1985), aunque también podría ser una mezcla de ambos mecanismos.

Hay algunos indicios indicativos de la existencia de una deformación prehercínica como son el ya citado de los ejes de los pliegues muy buzentos y también la ortogonalidad entre S_0 y S_1 (siendo ambos planos verticales) observable en el Anticlinal de Malanda (Fig. 1); también se debe tener en cuenta que la dificultad de apreciación de S_1 en el campo (en el Precámbrico) puede deberse a un cierto paralelismo con la estratificación tal como sucede en otras localidades de la Zona Centroibérica, Hojas de Villarta (734) y de El Robledo (735) y también LÓPEZ DÍAZ (1991).

No hay ningún criterio para atribuir esta deformación prehercínica a los movimientos Sárdicos, RODA (1986), ya que como se demostró en las áreas citadas de Villarta y El Robledo con materiales equivalentes, precámbricos, vendenses y vénido-cámbicos hay al menos una leve deformación intercámbrica, movimientos Cadomienses y movimientos Sárdicos anteriores a la deformación Hercínica.

ETAPA DISTENSIVA PREVIA A LA COMPRESIÓN HERCÍNICA

Durante el Devónico medio hay un abombamiento generalizado en todo el borde S de la Zona Centroibérica que produce la ausencia de materiales de esta edad, PARDO y GARCÍA-ALCALDE (1984). Este abombamiento va seguido de una etapa distensiva, con formación de cuencas llenadas con materiales sintectónicos, que precede a la deformación compresiva.

La existencia de esta etapa distensiva ha sido puesta de manifiesto recientemente, LÓPEZ DÍAZ (1991), para el conjunto de la Sierra de San Pedro y al menos para el flanco N del Sinfo de la Codosera; las estructuras distensivas presentes en la Hoja son en gran parte continuación de las que se observan en las Hojas de Puebla de Obando (728) o de Arroyo de La Luz (703) y por eso se conservan los mismos nombres. Como ejemplos de lo dicho se tiene que la Falla de Coscojal que discurre por las Hojas citadas, tiene continuación a lo largo de ésta, siendo su principal característica el separar materiales del tramo más alto del Devónico superior en dos dominios, uno de pelitas pardas y vulcanitas (20) y otro de pizarras oscuras y verdes (19) junto con materiales del Carbonífero inferior. La superficie de la falla está sellada por la presencia de rocas riolíticas cuyo grado de deformación por cizalla aumenta de SE a NO lo que probablemente se debe a retoques posteriores tanto de carácter compresivo-cabalgante como distensivo tardío.

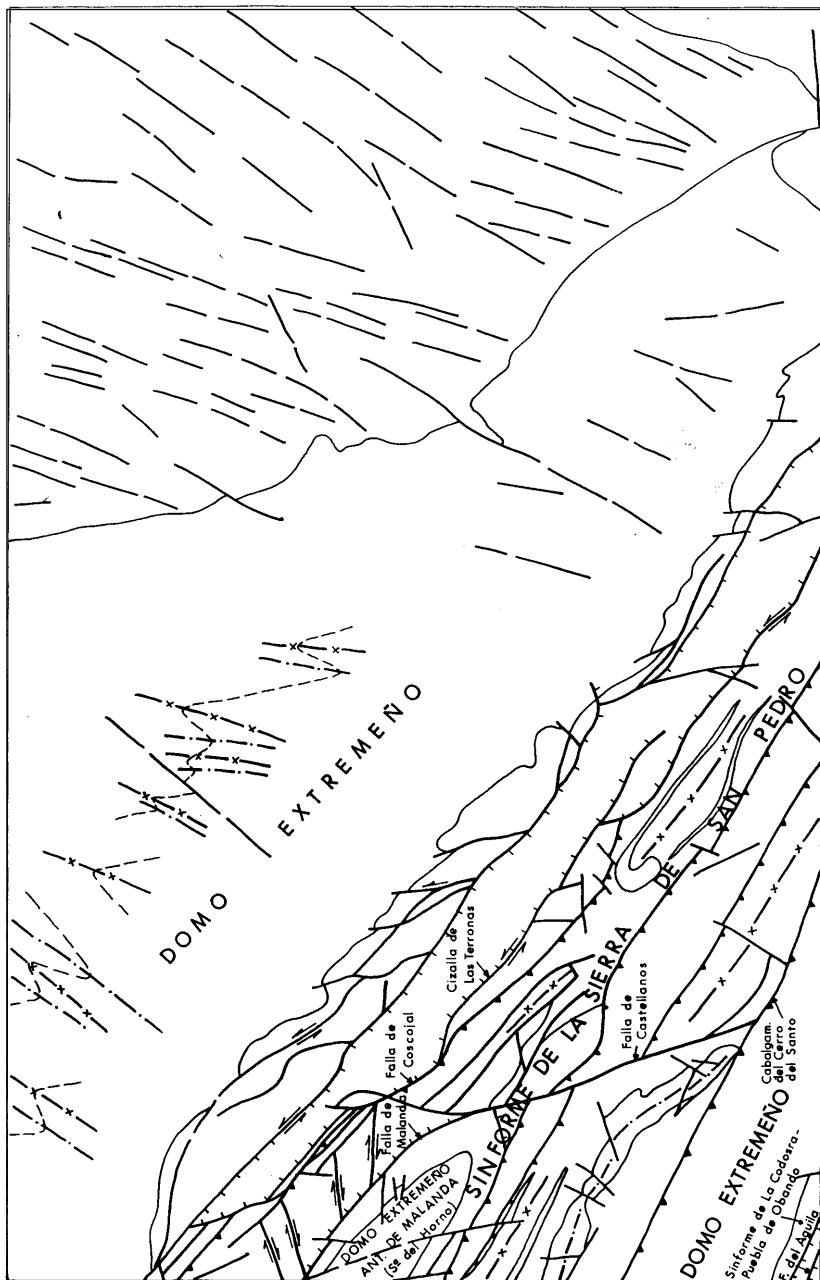


Fig.1. Mapa Tectónico.

El núcleo Anticlinal de Malanda (Fig. 1) está bordeado por la falla del mismo nombre. Una reconstrucción horizontal del mismo muestra claramente su carácter distensivo al superponer materiales más modernos sobre otros más antiguos; es probable y así se interpreta, que la prolongación NE de esta estructura coincide con el límite NO-SE de los dominios a los que anteriormente hacíamos referencia, pero la deformación compresiva posterior nos impide afirmarlo con certeza, pudiendo ser en este caso que la superficie actual sea una nueva superficie de cabalgamiento.

Otra gran estructura distensiva, desarrollada sobre todo en la Hoja de Puebla de Obando, aparece en el contacto entre los materiales ordovícicos y devónicos del Sínforme de la Codosera (esquina SO de la Hoja). Se trata de una amplia zona de fractura que incluso puede englobar materiales pecámbricos formando, ya en la citada Hoja de Puebla de Obando, una estructura caótica de características más dúctiles que las que se observan en la Sierra de San Pedro. Esta estructura puede interpretarse como la evolución en profundidad de las estructuras más frágiles observables en el Sínforme de la Sierra de San Pedro.

La conjunción de esta Hoja, con las de Puebla de Obando (728) y Arroyo de la Luz (703) permiten definir con claridad las características de la etapa distensiva. Esta etapa produce una serie de fallas directas de trazado NO-SE y morfología lísticas, WERNICKE y BURCHFIEL (1982), horizontalizadas en profundidad y con carácter distensivo, que mueven un bloque superior hacia el SO (hunden el labio Sur), teniendo características frágiles en los niveles superiores (Falla de Coscojal) y mucho más dúctiles en los inferiores (Falla del Aguila). Estas fracturas sufren procesos de transferencia de movimiento mediante fracturas ortogonales a las anteriores y su conjunción produce la apertura de cuencas sintectónicas que se llenan durante el Frasniente-Fameniente (Devónico superior), lo cual permite datar el movimiento; además permiten controlar los bloques superior e inferior respecto a las fallas distensivas, pues en el inferior trasero se deposita un espesor de materiales muy reducido (unidad 19) que contrasta fuertemente con la potente acumulación sintectónica del superior delantero (unidad 20).

ETAPA COMPRESIVA HERCÍNICA

Esta etapa compresiva es posterior a la distensiva ya que en medio de ambas se han formado depósitos del Carbonífero inferior que están plegados y fallados en igualdad de condiciones a los del Devónico superior, los cuales yacen en concordancia bajo aquellos. Esta es, por otra parte, responsable de la formación de las grandes macroestructuras de la zona (Sínforme de la Sierra de San Pedro, Sínforme de La Codosera, etc) y en ella se producen tres estructuras principales que por orden de formación son las siguientes:

Despegues y cabalgamientos. Debido a la estructuración de la zona por fracturas distensivas y transversales, los primeros eventos compresivos se producen como despegues en las zonas pizarrosas en las que las fracturas distensivas se encontraban horizontalizadas en forma de "rebasamientos" y también de nuevos cabalgamientos (GILLCRIST *et al.*, 1987 y GIBBS, 1984). Tienen un trazado general NO-SE y muestran gran paralelismo con la estratificación del alóctono relativo. El buzamiento es difícil de medir en el campo pero cartográficamente se muestran inclinados al SO, siendo el bloque cabalgante el meridional. La falta de visión profunda, que produce la ausencia de estructuras transversales, impide que conozcamos con seguridad la evolución en profundidad de las varias superficies cabalgantes que aparecen dentro de los materiales del

Devónico superior, no obstante es probable que algunas de ellas, por ejemplo las situadas en el núcleo del Siforme enraízen con el rellano (flat) distensivo, mientras las situadas más a los bordes tienen, según la cartografía, el aspecto de fallas inversas de fuerte ángulo, LÓPEZ DÍAZ (1991).

Pliegues. La formación, tanto de macro como de micropliegues, interactúa con los movimientos finales de despegue y cabalgamiento existiendo una relación entre ambos, de tal manera que en el interior del Siforme los anticlinales se encuentran relacionados con superficies de rampa en los cabalgamientos y los sinclinales con zonas de "flat". En general, los pliegues siguen el trazado NO/SE de las estructuras reactivadas previas. Se trata, por lo general, de pliegues no vergentes con plano axial vertical NO/SE y cuyos ejes buzan suavemente tanto al NO, como al SE, casi con toda seguridad obedeciendo a fenómenos de zócalo. La morfología general de estos pliegues, referidos a los materiales paleozoicos, es de tipo concéntrico, aunque en la parte meridional del Siforme suelen estar apretados. En los materiales precámbricos (previamente deformados como ya se ha visto) la morfología de los pliegues puede encuadrarse en los tipos E3-F3 de HUDLESTON (1973a). El ángulo entre los flancos es aquí de 40-60°, la longitud de onda de unos 14 cm y la amplitud de 7 cm; estos pliegues (meso-micro) son ligeramente asimétricos, subordinados a pliegues de primer orden con longitudes de onda del orden de los 5 Km y amplitudes de 2 Km.

Asociada a los pliegues y subparalela al plano axial de los mismos se desarrolla una esquistosidad S_1 (frecuentemente en abanico) que en los materiales pizarrosos o pelíticos es del tipo "slate cleavage" y en los materiales arenosos o grauváquicos es del tipo "rouge cleavage", BASTIDA (1981).

Los movimientos finales de la etapa comprensiva consisten en nuevos cabalgamientos de fuerte ángulo, probablemente relacionados con procesos de apretamiento de los pliegues. Estos afectan a la traza de los pliegues previos, como puede verse en la parte SO de la Hoja con el Cabalgamiento del Cerro del Santo, que eleva el labio SO.

FRACTURACIÓN Y OTRAS DEFORMACIONES

En esta Hoja son muy evidentes algunas zonas de cizalla (por lo general de carácter frágil) de trazado NO-SE y juego levógiro que afectan a pliegues previos; la mayor de estas cizallas constituye el borde NE del Siforme de la Sierra de San Pedro y se puede observar en la cartografía, como dobla pliegues previos en materiales ordovícicos, produciendo interferencias en "Z". Otra cizalla frágil importante es la que constituye el borde SO de los materiales del Carbonífero superior (Cizalla de Las Terronas) también de movimiento levógiro, que produce la rotura y repetición de un tramo del flanco sinclinal al N del Rincón de Ballesteros. Es muy posible que ambas zonas produjeran en medio una zona deprimida donde se depositó con carácter molásico el Carbonífero superior, no plegado aunque si basculado, lo que nos indicaría la importancia de estas zonas de cizalla en el ámbito de la Sierra de San Pedro.

Otro desgarre importante es el de la Falla de Castellanos, de dirección NNO-SSE en la parte de su trazo donde muestra características dextrógiros y NO-SE donde parece una fractura distensiva plegada. Debe de ser un importante accidente como demuestra el hecho de que los pliegues

a un lado y otro de ella no se correspondan; la mayor posibilidad la tiene el considerar su actuación ya en la etapa distensiva como una transferente oblicua al movimiento, involucrando al Precámbrico y solamente después actuaría asociada a los movimientos levógiros como compensación dextrógiro de los mismos.

Localmente y solo en los materiales precámbricos se ha observado alguna crenulación con direcciones N20E, N160E etc. También se han observado "Kink-bands" con dirección N100 y N40E. El no tener un número suficiente de datos sobre la disposición de estas estructuras (debido a su escasez) impide caracterizarlas por completo; sin embargo dada la dispersión de planos y lineaciones de crenulación, así como la dispersión y fuerte ángulo de buzamiento de los ejes de los "kinks", se interpreta que estas estructuras se generaron en etapas tardías de la orogenia y que la dispersión que presentan se debe a cambios en la dirección de los esfuerzos durante la etapa correspondiente de deformación.

Hay una fracturación tardihercínica que produce fallas de extensión N-S a NE-SO que cortan a las estructuras hercínicas y a los granitos (ver cartografía). Estas fracturas tienen un desarrollo espectacular en el flanco S del Sinfo de la Codosera (Hojas de Pino de Valencia (726), Alburquerque (727), Gallina (750), Villar del Rey (750), donde rotan a direcciones NO-SE aumentando el desplazamiento dextrógiro lateral de los materiales a los que afectan y dando lugar a una geometría típica de "dominó" o "bookshelf", SANDERSON *et al.*, (1990); todo ello sugiere un prolongado efecto de cizallamiento senestral que afecta a toda la zona.

CRONOLOGÍA DE LAS DEFORMACIONES

La deformación previa a la etapa distensiva, que afecta a los materiales del Grupo Domo Extremeno (Alcudiense inferior) podría corresponder tanto a movimientos cadomienses como a movimientos preordovícicos (Sárdicos), dado que en el área que nos ocupa no existen materiales de edad Véndica, ni Véndico-cámbrica, como ocurre en otras áreas de la Zona Centroibérica, LÓPEZ DÍAZ (1992).

La etapa distensiva tiene lugar en el Devónico superior (Frasniense-Fameniense) como lo prueban las diferencias litoestratigráficas entre las unidades 19 y 20 y como lo prueban también la presencia en la zona de materiales de plataforma estable en el Carbonífero inferior.

La etapa compresiva hercínica sucede entre el Carbonífero inferior y el superior, lo que se evidencia por el hecho de que el Carbonífero inferior se encuentre fallado y plegado coherentemente con el resto de los materiales, mientras el Carbonífero superior se encuentra tan solo basculado y discordante sobre el infrayacente.

Los desgarres que confinan a los materiales del Carbonífero superior deben ser de esta edad ya que al SO de esta formación (26) hay una gran acumulación de conglomerados de cantos grandes de arenisca (Morra de los Acebuches), clastosportados y orientados, en sucesión normal, que deben suponer una reactivación del frente montañoso que nutre a los abanicos que conforman esa formación.

3. GEOMORFOLOGÍA

Desde el punto de vista fisiográfico el relieve comprendido en la Hoja nº 729, Alcuéscar, puede ser dividido en tres unidades marcadas por el distinto comportamiento reológico de sus litologías: La Sierra de San Pedro y otras alineaciones cuarcíticas como la Sierra del Casquero, que cubren el tercio suroccidental de la Hoja; las vallonadas labradas sobre los materiales esquistosos del Domo Extremeño, que incluyen la cuenca del Río Ayuela y la cabecera del Arroyo del Corcho y por último el macizo granítico de Albalá, que ocupa el margen nororiental de la Hoja.

SIERRA DE SAN PEDRO

Los crestones de cuarcitas ordovícicas, marcadamente NO-SE según directrices hercínicas, constituyen el esqueleto de agudas sierras (pendientes superiores al 30%) que sobresalen alrededor de 250 m de las zonas peneplanizadas circundantes. No se conservan restos de la superficie poligénica inicial, pero sí una cierta tendencia a la isoaltitud de sus cumbres, en especial entre los 620 y 660 m, alcanzando excepcionalmente los 710 m, Peña del Buitre. La Sierra de San Pedro constituye la divisoria hidrográfica entre las cuencas del Tajo (Río Ayuela) y del Guadiana (Rivera de Lácara, Arroyo del Corcho). Pequeños rellanos de cota 450-460 m (NE de Cerro Leonera) ó 380 m (cabecera del Arollo del Saltillo) pueden ser interpretados como restos del pedimento infrayacente a la Raña. La red hidrográfica aparece lógicamente muy limitada por la estructura, aunque cuando alcanza cierta jerarquización discurre aproximadamente perpendicular a las crestas y con marcada dirección N-S; es el caso del Rivera de Lácara. Resulta destacable que la divisoria entre el Tajo y el Guadiana se halle en la alineación de cumbres más septentrional de la Sierra de San Pedro, de modo que casi toda la sierra drena hacia el Guadiana; esto podría indicar cierto basculamiento regional hacia el sur o bien que el encajamiento y la erosión remontante del Guadiana son más antiguos que los del Tajo.

DOMO EXTREMEÑO

Al norte y sur de la Sierra de San Pedro afloran las grauvacas y pelitas precámbricas del Grupo Domo Extremeño. En ellos están excavados los valles de los principales ríos que discurren por la superficie de la hoja nº 729, como el Ayuela y el Arroyo del Corcho. El valle del Ayuela discurre con dirección SE-NO, paralelo a las estructuras hercínicas y presenta una topografía suavemente alomada en la que destacan los restos de una superficie de erosión suavemente tendida hacia el NO, hacia el Río Salor y el Tajo, con una pendiente inferior al 3% desde los 415 m al SE hasta los 340 m al NO. Aparte de los grandes inselbergs que constituyen las sierras y el macizo granítico, sólo algunos pequeños montes isla destacan sobre la superficie general.

Esta superficie, que consideramos correlacionable con la de la Penillanura Cacereña, se articula con las sierras mediante el piedemonte que representan las rañas. Estos depósitos forman dos bajadas, la más antigua desciende desde los 480-500 m hasta cotas superiores a los 420 m (5-8% de pendiente) donde queda truncada por un escalón irregular, la cabecera de rejuvenecimiento, que la articula con la bajada de la Raña inferior (0-5% de pendiente), encajada 40-50 m en ella (cotas en torno a los 400-420 m). La cabecera del Arroyo del Corcho se compone únicamente de ambas bajadas en sus dos márgenes, sin que llegue a aparecer en medio la penillanura. El segundo nivel de Raña se sitúa aproximadamente en las mismas cotas tanto en la vertien-

te del Tajo como en la del Guadiana, sin embargo el primer nivel tiene su cabecera a menor cota (440 m) en la del Guadiana.

La articulación de la penillanura con el valle actual del Río Ayuela se realiza mediante un escalón degradado o mediante glacis con pendiente inferior al 3%. Por debajo aparece un conjunto de terrazas, al menos dos niveles, de distribución irregular junto al margen del Río Ayuela. La terraza superior queda colgada a +20 m mientras que la inferior sólo presenta un pequeño escarpe sobre el fondo de valle, pasando a conformar un fondo de valle colgado en las cabeceras, tanto del Ayuela como del Arroyo del Corcho. El tramo de terrazas erosivas y superficies encharcadas junto al Ayuela entre Aldea del Cano y Casas de Don Antonio podría corresponder a terrazas inferiores denudadas total o parcialmente, pues el material aflorante es el sustrato esquistoso. Por otro lado, el propio fondo del valle subactual del Río Ayuela ha quedado colgado, ya que el cauce activo se haya encajado, discurriendo por una incisión donde afloran las series del Grupo Domo Extremeño. La red de drenaje aparece bien jerarquizada, desarrollando el Ayuela afluentes de segundo y tercer orden.

MACIZO DE ALBALÁ

Los granitos del Macizo de Albalá pertenecen al Bloque de Montánchez, donde GÓMEZ AMELIA (1985) señala la presencia de varias superficies escalonadas por causas tectónicas. Sin embargo en el área granítica enmarcada en la hoja nº 729 no hemos constatado la presencia de ninguna superficie definida más allá de un suave alomamiento sobre los 500 m de altitud, propio del estilo denudativo de un macizo isótropo frente a la erosión. Sobre este alomamiento el lehm alcanza cierta extensión. Otro rasgo geomorfológico distintivo es el desarrollo de berrocales, que parece haber sido más efectivo en las facies externas inequigranulares. La red de drenaje está fuertemente condicionada por la fracturación del macizo, siendo muy marcadas las direcciones NE-SO y NNE-SSO, y en menor medida las NNO-SSE.

SINTESIS EVOLUTIVA DEL RELIEVE

El primer episodio morfogenético conservado es una cierta isoaltitud de la línea de cumbres que relacionamos con el arrasamiento preneógeno del orógeno hercínico, que debió tener lugar en varias etapas hasta formar la "superficie fundamental de la Meseta" (SOLÉ, 1952) o "superficie inicial" (MARTÍN-SERRANO, 1988b). El desarrollo de un importante manto de alteración junto al rejuvenecimiento del relieve por la tectónica alpina (MOLINA *et al.*, 1985) produjo, posiblemente durante el Paleógeno medio, la peneplanización de las áreas ocupadas por materiales esquistosos resultando un paisaje de vallonadas o llanuras e inselbergs longitudinales.

Sobre esta paleotopografía se depositan las rañas, posiblemente con un carácter erosivo en sus zonas proximales, produciendo una pequeña agradiación de los valles más que simplemente fósilizarlos. Es en este momento cuando, debido a levantamientos tectónicos o simplemente a un cambio en el nivel de base como consecuencia del paso de un drenaje endorreico a otro atlántico, comienza el proceso de encajamiento de la red hidrográfica y el relieve por encima de la Raña queda descolgado de la morfogénesis, salvo las pedrizas de movilidad actual o subactual.

Este proceso pudo ser acompañado de un cierto basculamiento hacia el sur o bien comenzar tempranamente para la cuenca del Guadiana con respecto a la del Tajo.

El encajamiento de la red de drenaje durante el cuaternario conlleva la degradación del paisaje antiguo definido por los inselbergs y las rañas y es parte de un nuevo ciclo morfodinámico activo en la actualidad.

4. PETROLOGÍA

En este capítulo se describen por una parte las características generales de las rocas ígneas (cartografía, descripción macroscópica del afloramiento y de las facies, textura, composición mineralógica y petrogénesis) y por otra el metamorfismo regional y de contacto tanto de rocas metasedimentarias como de ígneas y su relación con las fases de deformación.

4.1. ROCAS ÍGNEAS

4.1.1. Macizo de Albalá

Aflora en la parte oriental de la Hoja, ocupando un cuarto de la misma y se extiende por las contiguas de Cáceres (704) y Montánchez (730), presentando en cartografía una forma elongada N-S, levemente discordante a las directrices regionales hercínicas.

En este plutón se distinguen tres facies principales, individualizadas cartográficamente, dispuestas en zonación concéntrica y con fábricas fluidales subparalelas al encajante, muy características de los plutones tardíos. Las tres facies son equivalentes a los tres miembros de la "Serie de diferenciación de Cabeza Araya" de CORRETGE *et al.* (1983).

La facies más externa, aflorante al N-NO del macizo, inequigranular de grano grueso y dos micas es una variedad textural de la facies común aunque con mayor evolución petrogenética. La facies más común se encuentra representada por granitos y granodioritas biotíticas generalmente de carácter porfídico que constituyen la mayor parte del macizo. La facies que constituye el núcleo central es un granito de dos micas, grano medio-fino y mayor proporción de moscovita que de biotita.

El plutón lleva asociado un cortejo filoniano de aplitas-pegmatitas (muy relacionadas entre si) y cuarzo (rico en yacimientos minerales).

El relieve topográfico asociado al afloramiento es de pendientes suaves hacia las zonas más septentrionales y occidentales y algo más acusadas hacia el extremo oriental. Localmente puede presentar desarrollo de penedos con grandes bolos redondeados y aislados pero en general los afloramientos no tienden a presentar resaltes sobre la superficie topográfica general siendo relativamente frecuentes las formas de lanchares o de lisos.

El Macizo de Albalá es intrusivo sobre los materiales esquistoso-grauváquicos del Precámbrico y también sobre los paleozoicos de la Sierra de San Pedro con contactos netos y de carácter discordante tanto a escala de detalle como cartográfica. Al ser las diferencias entre las facies pequeñas, los contactos entre ellas suelen ser graduales, así entre la facies común y la externa es rápido, en pocos metros y entre la común y la central puede ser gradual o neto según los puntos; en la facies central se suele observar en ocasiones una débil orientación planar de la biotita, adaptada al contacto (cuando es neto) que indicaría un carácter más tardío de esta facies cen-

tral del plutón, como ya indicaron SAAVEDRA *et al.* (1976) y CASTRO (1985). Puede existir una secuencia temporal de facies común → facies externa → facies central, polaridad avalada por otra parte por el carácter pegmatítico creciente en ese mismo sentido.

Las estructuras de flujo son más frecuentemente observables en las proximidades del encajante, normalmente por la disposición planar de los megacristales de feldespato que es más o menos subvertical hacia los bordes y que van horizontalizándose hacia el núcleo del plutón. En el borde N puede existir una fábrica planolinear de biotita paralela al encajante y a los megacristales de feldespato. Al SO la fábrica puede estar definida además de por los megacristales, por schlieren biotíticos y enclaves tonalíticos evidenciando un flujo paralelo al contacto.

El emplazamiento del macizo se produce en un área de débil metamorfismo regional (epizona) desarrollando en los materiales encajantes una amplia aureola de metamorfismo de contacto de 1 a 1'5 Km de amplitud. Según CASTRO (1985) la intrusión más tardía de la facies central induce un ensanchamiento lateral que condiciona la fábrica planar de los bordes del plutón y es responsable de las fracturas llenas de diques aplíticos localizadas en los márgenes del mismo. Este ensanchamiento permite suponer una estructura en corte vertical en forma de "seta". Trabajos más recientes en base a estudios gravimétricos, CAMPOS *et al.* (1990), deducen que el Macizo de Albalá es un cuerpo granítico que tiene una profundidad máxima entre 9-10 Km y una anchura de 22 Km, con una morfología típica de "globo" o "stock en seta", con una mayor extensión en las partes superiores del cuerpo de hasta 5 Km que disminuye en profundidad. Esta forma es característica de "stocks" que se emplazan en parte, debido a mecanismos de ascenso diapírico y a inyección forzada que dan lugar a masas ígneas de considerable dimensión y desenraizadas, CORRETGE *et al.* (1978).

CASTRO (1985) propone para todo el batolito de Extremadura Central (que consta de 13 plutones y gran número de intrusiones menores), que el ascenso y emplazamiento de los granitos que lo forman se realiza bajo un accidente de cizalla profundo de dirección E-O y carácter dextro; este accidente crea los conductos de ascenso de la intrusión y deforma a los granitos una vez emplazados.

Respecto al momento de la intrusión, dataciones absolutas realizadas en SAAVEDRA *et al.* (1976) se refieren a una edad de 313 ± 10 m.a., PENHA y ARRIBAS (1974) dan una edad 319 ± 10 m.a. por el método K-Ar en Moscovita.

4.1.1.1. *Facies externa. Granito inequigranular de dos micas rico en cuarzo (3)*

Se observa en el borde noroccidental del batolito en las inmediaciones de Aldea del Cano y es una variedad textural de la facies común con un mayor grado de evolución. El paso de una a otra es como ya se ha dicho gradual en un espacio relativamente corto de metros.

Es una granito inequigranular, de grano grueso y dos micas, aunque ocasionalmente puede ser equigranular y granito moscovítico. Presenta numerosos diques aplíticos poco potentes y no cartografiados. La característica principal es la gran abundancia de cuarzo, de forma redondeada, con tamaño menor de 1 cm, así como la heterometría de los cristales de microclina y plagioclasa de tamaño similar a los del cuarzo que confieren al conjunto un aspecto leucocrático, corroborado por un mayor predominio de la moscovita sobre la biotita.

Al microscopio presenta textura heterogranular, alotriomorfa, teniendo como minerales esenciales cuarzo, microclina, oligoclasa, moscovita y biotita (esta última en menor proporción como ya se ha dicho). Los accesorios son apatito, circón, opacos y berilo y metales esporádicos de topacio de hasta 1 mm de tamaño máximo.

El cuarzo se presenta, en lámina delgada, en granos redondeados o alargados, policristalinos y rodeando a los feldespatos. La plagioclasa forma cristales tabulares o xenomorfos con composición de oligoclasa ácida y presenta un moderado grado de microclinización, observándose como el feldespato potásico la reemplaza parcialmente. La microclina, casi siempre xenomorfa tiene maclas en enrejado, algunas veces combinadas con la de Karlsbad, además de estar finamente pertitizada. Las micas se encuentran indistintamente en láminas aisladas o en agregados, además de como inclusión en los feldespatos. De aparición relativamente común es la cordierita en pseudomorfosis pinítica total.

4.1.1.2. Facies común. Granito adamellítico porfidíco biotítico (4)

Ocupa casi todo el borde externo del macizo circular de Albalá. Macroscópicamente es una facies más bien oscura (melanócrata) en la que destaca la gran proporción de megacristales de feldespato (algunos de 6 cm) con orientación preferente en los bordes (normalmente subparalela al contacto) así como la presencia de cordierita idiomorfa. Son muy frecuentes los schlieren biotíticos y muchos menos los bandeados graníticos que detectamos en el lugar denominado Nogales ($x=733'2$ $y=4348'7$). Estas bandas tienen potencia decimétrica y dirección N 90-100 E perpendicular a la orientación de los megacristales. El tamaño de grano es menor que en la facies anteriormente descrita (salvo los megacristales) y hay un gran aumento respecto a la misma, de la proporción biotítica. Esta facies recuerda (visu) a las granodioritas precoces del NO de España.

Los minerales fundamentales son plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y moscovita (siempre en proporción inferior a la biotita). La cordierita, andalucita y sillimanita junto con los accesorios banales circón y apatito están casi siempre presentes en estas rocas.

Las plagioclásas alcanzan un elevado grado de idiomorfismo y la zonación a diferencia de lo que ocurría en el granito de dos micas (facies externa) es siempre muy neta, inversa u osculatoria. Los núcleos básicos llegan a An 25 pero las zonas externas de las mismas sin albíticas.

Hay dos tipos de cuarzo, el primero forma cristales anhedrales mono o poliniciticristalinos con frecuente extinción ondulante. El segundo es tardío y con morfología reticular, ligado a fenómenos de transformación tardimigmáticas de la roca.

El feldespato potásico forma cristales idiomorfos de gran tamaño maclados generalmente según la Ley de Karlsbad, son muy pertíticos y contienen inclusiones de plagioclasa, cuarzo y biotita.

La biotita se presenta en láminas por lo general subidiomorfas ricas en inclusiones de circón y apatito y de color rojizo o pardo, con pleocroismo elevado. Las estructuras en "schlieren" están formadas por biotita a la que se puede asociar algo de sillimanita.

La moscovita varía mucho proporcionalmente, puede estar ausente o ser muy escasa y de origen secundario.

La cordierita presenta hábito idiomórfico-subidiomórfico, tienen gran tamaño pueden alcanzar 2 cm) y están alteradas a productos micáceos (piñita) de color verdoso.

La andalucita cristaliza en formas globulosas, anhedrales o bien prismáticas. Tiene tamaño variable y la mayoría de las veces está blindada en moscovita, la cual la reemplaza en numerosas ocasiones.

La sillimanita es muy escasa, cristalizando en formas fibrosas y finas, encontrándose en algunas láminas de moscovita o plagioclasa.

La composición nodal de estas facies graníticas oscila desde granitos adamellíticos biotíticos a cuarzodioritas botítico-cordieríticas.

4.1.1.3. Facies central. Leucogranito de dos micas. (5)

Agrupamos aquí al granito de grano medio-fino que ocupa la parte central del batolito de Albalá, y que se caracteriza por su tamaño de grano, la escasa presencia de biotita y el mayor predominio de minerales leucocráticos como cuarzo y feldespato. La moscovita y la turmalina son muy abundantes.

Presenta en general bastante alteración meteórica y el paso hacia el granito circundante es difuso o neto según los casos.

El tipo de facies de más común aparición corresponde a un granito constituido por cuarzo, microclina, plagioclasa ácida (An 15-20) moscovita-biotita, acompañados de apatito y circón como minerales accesorios comunes. Presenta este granito textura heterogranaular, xenomorfa, de grano medio a grueso. El cuarzo se dispone indistintamente en agregados en mosaico o en granos individuales. La microclina es más abundante que la plagioclasa siendo casi siempre xenomorfa. Cuando se presenta en cristales tabulares, las maclas en enrejado se combinan con las de Karlsbad. Ocasionalmente, se presentan crecimientos micrográficos de cuarzo y feldespato.

La plagioclasa se encuentra en cristales xenomorfos o tabulares en los que se percibe una zonación muy débil o bien, ésta está ausente.

Las micas se presentan asociadas, con un fuerte predominio de tamaño y proporción de moscovita sobre biotita.

En algunas zonas se ponen de manifiesto fenómenos intensos de moscovitización, conteniendo entonces las rocas cantidades variables de turmalina y berilo.

4.1.1.4. Geoquímica

Se realizaron análisis químicos en muestras tomadas en el Macizo de Albalá (Fig.2). De estos análisis se deduce que la composición de estos granitos es de tendencia alcalina, ya que es común que la proporción del calcio sea baja respecto al sodio y potasio.

Nº	369	370	372	373	374	375	376	377
SiO ₂	72.87	71.13	71.07	72.01	73.29	72.68	71.50	71.07
TiO ₂	2.05	0.38	0.30	0.27	0.25	0.34	0.50	0.37
AL2O ₃	15.06	14.36	15.91	14.62	14.80	14.22	14.64	15.15
FE2O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.97	2.72	2.09	1.59	1.30	1.38	2.21	2.33
MnO	0.03	0.05	0.04	0.02	0.02	0.03	0.06	0.04
MgO	0.23	0.79	0.59	0.47	0.54	0.45	0.71	0.76
CaO	0.34	0.85	1.10	0.57	0.66	0.35	0.85	1.34
Na ₂ O	4.14	2.99	3.63	3.15	3.42	3.09	3.29	3.64
K ₂ O	3.81	4.43	4.61	5.32	4.90	4.89	4.94	4.69
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O	0.85	1.39	0.73	1.03	0.82	1.62	0.80	0.60
TOTAL	98.35	99.09	100.07	99.05	100.00	99.05	99.50	99.99
				NORMA	CIPW			
Nº	369	370	372	373	374	375	376	377
Q	32.33	31.75	27.52	30.26	31.51	33.64	29.05	26.24
OR	22.52	26.18	27.24	31.44	28.96	22.90	29.19	27.72
AB	35.03	25.30	30.72	26.66	28.94	26.15	27.84	30.80
AN	1.69	4.22	5.46	2.83	3.27	1.74	4.22	6.65
HY	2.33	6.43	4.89	3.68	3.36	3.15	5.11	5.63
IL	0.09	0.72	0.57	0.51	0.47	0.65	0.95	0.70
C	3.51	3.10	2.95	2.64	2.67	3.21	2.34	1.65
ID/TT	89.88	83.23	85.48	88.35	89.40	88.69	86.09	84.76
FEMG	0.70	0.63	0.64	0.62	0.53	0.58	0.59	0.60
COORDENADAS AFM, INCLUIDO FE2O ₃ (TILLEY, JOR PETROL, 1960)								
A	86.89	67.89	75.46	80.44	81.89	81.35	73.81	72.94
F	10.60	24.89	19.14	15.10	12.80	14.07	19.82	20.40
M	2.51	7.23	5.40	4.46	5.31	4.59	6.37	6.65

Muestras nos. 369-370 son de la facies externa
 Muestras nos. 372-375-376-377 son de la facies comín.
 Muestras nos. 373-374 son de las facies central

Fig.2. Análisis Químicos del macizo de Albalá.

Se detecta también una relación directa entre el hierro y el titanio, que presentan por otra parte contenidos normales (Fig. 2).

El magnesio es en general bajo.

Las proporciones de bario, cobalto, níquel, estaño y cinc son las normales de rocas ácidas así como la relación bario-estrонcio. El niobio indica una acidez elevada.

La relación rubidio-cesio está en consonancia con la acidez de las rocas, esbozando claramente los pasos de ácidos a intermedios, es decir la gradación del batolito. Lo mismo ocurre con el ítrio.

Por su parte el litio no es característico.

4.2. ROCAS FILONIANAS

4.2.1. Aplitas y pegmatitas (2)

Es el cortejo filoniano acompañante a la intrusión granítica del Macizo de Albalá. Son en total 5 diques, muy próximos al borde del macizo granítico y con una disposición aproximada N-S. El tamaño de grano es fino, carecen de biotita y hay por ello un predominio leucocrático evidente. La moscovita es también abundante. En algún punto son corrientes las venas de características pegmatoides, asimismo observadas en el borde externo del granito de Albalá, en las proximidades de estos diques.

Al microscopio se muestra como una facies heterogranular, hipidiomorfa, porfídica de grano medio a aplítica. Los componentes esenciales son cuarzo, microclina pertítica o porfídica, plagioclasa tabular, ácida y sin maclar y moscovita generalmente pequeña. En las rocas porfídicas los fenocristales son de microclina y resaltan poco en lo que en tamaño se refiere de la matriz, que está formada por ella misma acompañada de la plagioclasa y la mica. En las facies aplíticas se encuentra también cristales prismáticos o xenomorfos de topacio de pequeño tamaño. Los accesorios que contienen estas rocas son minerales y, en contadas ocasiones, circón.

4.2.2. Cuarzo

Está relacionado principalmente con el macizo de Albalá ya que son varios los filones cartografiados que tienen cierta envergadura y pueden alcanzar varios Km. La descripción de los mismos se hace más ampliamente en el capítulo de geología económica por estar mineralizados. Por lo demás sólo se cartografió un filón de cierta importancia al Sur de la Hoja en los materiales precámbricos; este filón puede alcanzar unos 500 m de longitud por 10 ó 15 m de anchura.

4.3. METAMORFISMO

4.3.1. Metamorfismo regional

El metamorfismo regional observado en esta Hoja corresponde al grado "muy bajo" establecido por WINKLER (1974).

Las asociaciones minerales en las zonas pizarrosas y grauváquicas son:

Cuarzo+sericita+clorita± albita

Cuarzo+sericita+moscovita+clorita±albita

Solo ocasionalmente se observa biotita como fase metaestable dado el carácter detrítico de la misma.

Las rocas básicas que en forma de "sills" se encuentran intercaladas en los tramos pizarrosos presentan la paragénesis cuarzo+albita+clorita+epidota+calcita±biotita de bajo grado y congruente con la encontrada en las rocas pelíticas y grauváquicas.

En la relación blastesis metamórfica-deformación, los minerales filíticos característicos del metamorfismo regional (clorita, sericita-moscovita, clorita ± moscovita) están orientados según la esquistosidad de la etapa compresiva hercínica; la etapa o etapas tardías generadoras de esporádicas crenulaciones pliegan a estos minerales, pero no se observan ni neoformación ni recristalización sobre los planos de crenulación.

4.3.2. Aureola intrapaleozoica

Esta aureola presenta una disposición alargada según las estructuras paleozoicas del Sinforme de la Sierra de S. Pedro, sin que se aprecie en su proximidad un granito aflorante; en ella se encuentran las siguientes asociaciones minerales:

Cuarzo-sericita-cloritoide.

Cuarzo-sericita-clorita-cloritoide.

Cuarzo-moscovita-cloritoide.

Cuarzo-moscovita-biotita-cloritoide.

Cuarzo-moscovita-cloritoide-andalucita.

Cuarzo-moscovita-biotita-cloritoide-andalucita.

Las metapelitas y areniscas paleozoicas pasan a micaesquistos y cuarzoesquistos que contienen los minerales enumerados anteriormente. En las muestras que no contienen moscovita, el cloritoide forma cristales prismáticos pequeños y numerosos que se disponen entrecruzadamente; en las demás se presenta en cristales maclados, a veces de color verde pálido o formando rosetas. La moscovita cuando coexiste con andalucita pasa a constituir placas tardías, no orientadas y poiquiliticas de orientación y cuando coexiste con cloritoide forma cristales grandes bien desarrollados.

El fuerte contenido en cloritoide podría deberse a un metamorfismo regional, dado el fuerte control estructural de la zona en que aparece, con posible influencia de la etapa distensiva y estar relacionado con el metamorfismo "Diastotérmico" (Extensional) de bajo grado descrito por ROBINSON y BEVINS (1989).

4.3.3. Metamorfismo de contacto

4.3.3.1. Cornubianitas

En el borde occidental del Macizo de Albalá, se diferenciaron dos manchas de pequeñas dimensiones de neises de grano fino y aspecto muy melanocrático con el característico bandeados que delimita los horizontes con más contenido biotítico (predominantes) de los más cuarzofeldespáticos. El contacto con el granito es suave geomorfológicamente al contrario que con las pizarras mosqueadas que es muy neto.

Las asociaciones minerales son:

Cuarzo-moscovita-biotita-andalucita-feldespato potásico.

Cuarzo-moscovita-biotita-andalucita-cordierita-feldespato potásico.

Estas asociaciones indican un alto grado de metamorfismo, de condiciones próximas a la anatexia.

Microscópicamente están formados por granos poligonales y pequeños de cuarzo y feldespato potásico, micas dispersas con resorción de los bordes, andalucita blindada en moscovita y todo este conjunto rodeando a ovoides constituidos por innumerables grano pequeños y poligonales de cordierita.

4.3.3.2. Pizarras mosqueadas

El Macizo de Albalá desarrolla una amplia aureola de metamorfismo de contacto que llega a alcanzar 1,5 Km. Las asociaciones minerales son las siguientes:

Cuarzo-sericita-clorita

Cuarzo-sericita-biotita.

Cuarzo-moscovita-biotita

Cuarzo-moscovita-biotita-andalucita.

Las rocas del "Complejo esquisto-grauváquico" se cargan de minerales micáceos, los cuales se manifiestan netamente sobre todo en las alternancias pelítico-grauváquicas, debido a la difusión diferencial de la estructura mosqueada, aunque también son muy evidentes en los términos exclusivamente finos. Tanto éstos como las metagrauvacas pasan a micaesquistos y calcoesquistos con blasto tardíos de clorita, moscovita y biotita.

Los sedimentos paleozoicos adquieren un grado de metamorfismo ligeramente más elevado que los materiales precámbricos pues hay crecimiento de andalucita.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

- Tiempos Precámbricos (Precámbrico superior)

Los materiales más antiguos de la Hoja, correspondientes al autóctono de la parte sur de la Zona

Centroibérica, son los del Grupo Domo Extremeño (apartados 1.1. y 1.1.1.). Estos materiales, muy potentes, están afectados por una tectogénesis Cadomiense evidenciada por:

a) La sedimentación, que es de tipo flysch y está relacionada con depósitos sinorogénicos en un margen pasivo (cuenca de antepaís), QUESADA (1991). Esta sedimentación se desarrolla en dos dominios distintos: uno de facies turbidíticas con sedimentación en ambientes de talud-cuenca, con desarrollo ocasional de facies desorganizadas y turbiditas asociadas a abanicos submarinos y otro dominio con desarrollo de facies bandeadas y limosas que se enmarcan en un contexto de plataforma con fondos euxínicos.

b) Las discordancias, evidentes en otras áreas como Villarta (Hoja 734), El Robledo (Hoja 735) etc, entre el Grupo Domo Extremeño y los Grupos Ibor y Valdelacasa, ÁLVAREZ-NAVA *et al* (1988), las mismas que entre el Alcudiense inferior y el superior, BOUYX (1970), ORTEGA *et al* (1983), etc.

c) El vulcanismo o plutonismo asociado en áreas equivalentes de la Zona Centroibérica (Area sur de Salamanca) con 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.

- Tiempos Preordovícicos

Con posterioridad al plegamiento de los materiales del Grupo Domo Extremeño o Alcudiense inferior (Areas de Villarta, Fontanarejo, Almadén, Abenójar, SO de Salamanca etc) habría una estructuración del área por grandes fallas normales que controlarían la sedimentación de los Grupos Ibor y Valdelacasa (Alcudiense superior), ORTEGA *et al.* (1988). Estos movimientos se interpretan como relacionados con una tectónica de bloques, Mc DOUGALL *et al.* (1987). El Grupo Ibor, discordante en las áreas citadas sobre el Grupo Domo Extremeño se deposita en un ambiente de plataforma mixta detritico-carbonatada. La sedimentación del Grupo Valdelacasa (discordante sobre los otros dos grupos) comienza, también en las mismas áreas, con el depósito de megaturbiditas relacionadas con eventos sísmicos (Brecha de Navalpino o Nivel de Fuentes), continuando en un dominio de talud-plataforma, sometido a numerosas oscilaciones del nivel del mar, que pasa a facies más someras de plataforma terrígena y carbonatada durante el Cámbrico inferior alto (Fms. Azorejo y Calizas de los Navalucillos o de la Estrella).

No está claro (ver capítulo de tectónica) que la deformación que presentan los materiales del Grupo Domo Extremeño sea Cadomiense o Sárdica, pero los movimientos preordovícicos (Sárdicos) se detectan perfectamente al oeste de Salamanca, o en las Hojas de Villarta (734) y El Robledo (735), normalmente con discordancias cartográficas o como basculamientos probablemente limitados por grandes fracturas subverticales. Recientemente se atribuye un carácter extensional a esta deformación en la que se generarían 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 del Cámbrico medio y superior en toda la zona Centroibérica debe atribuirse a la emersión y regresión que provoca dicha etapa de deformación.

- Tiempos Ordovícicos, Silúricos, Devónicos y Carboníferos

Sobre el irregular paleorrelieve generado por las deformaciones previas y erosión subsiguiente a la etapa de deformación preordovícica se produce la transgresión postcámbrica. GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (1990) agrupan los diversos episodios sedimentarios o megasecuencias que forman el Hiperciclo postcámbrico, en la Zona 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) que se realiza sobre un paleorrelieve controlado por la tectónica previa, como lo demuestra la existencia de áreas sin sedimentación, con acuñamiento de la serie sobre el paleorrelieve (Hojas de Sevilleja de la Jara, Herrera del Duque, la que nos ocupa etc), las direcciones de corriente paralelas y transversales al mismo y las variaciones de espesor y facies.

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

De muro a techo se pasa de barras arenosas y microconglomeráticas más o menos litorales (Piedrabuena, Castillblanco, Puente del Arzobispo, Anchuras, Alcuéscar etc) e incluso fluviales o costeras (Herrera del Duque, Villarta, Fontanarejo, Puebla de Obando etc) a facies de plataforma marina somera próxima al nivel del oleaje de tempestad.

En los sectores donde faltan las capas intermedias (Herrera del Duque, Sevilleja de la Jara, Puebla de Obando, Alcuéscar, etc, las Cuarcitas Armóricanas 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 Armórica es su gran extensión superficial que desborda los márgenes de sedimentación en una megasecuencia positiva ("fining up") constituida por secuencias estrato y granocrecientes ("coarsening up") es decir de polaridades disconformes. Hacia arriba se pasa a sedimentos de plataforma dominada por el oleaje. La existencia y constancia de las facies está relacionada con el carácter transgresivo de la unidad 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.

En el Ordovícico medio-superior y Silúrico inferior pueden reconocerse dos 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 pro-

ceden. El primer ciclo se desarrolla durante el Llanvirn-Llandeilo (Pizarras marrones con intercalaciones de areniscas y Cuarcitas ocres) y el segundo durante el Caradoc-Llandovery (Pizarras oscuras y Cuarcitas claras). El límite entre los ciclos (Unidades tectosedimentarias) es neto y la evolución de somerización paulatina lo que implica hundimientos de la cuenca o ascensos del nivel del mar relativamente rápidos.

La sedimentación continua durante el Silúrico superior y Devónico inferior con las Fms. de Pizarras negras (13) y Areniscas ferruginosas y pizarras (14) formando también una unidad tectosedimentaria. Durante el Devónico medio no hay sedimentación en todo el borde S de la Zona Centroibérica, PARDO y GARCÍA-AICALDE (1984) y durante "parte" del Devónico superior (Frasniense) se producen dos nuevos ciclos, el primero de los cuales está formado por las Fms. Alternancia de cuarcitas y pizarras (15) y cuarcitas (16) y el segundo por Pizarras y cuarcitas (17) y Cuarcitas (18), también como ciclos "regresivos", secuencias de somerización equivalentes a las descritas en el Ordovícico. A partir del ultimo ciclo (durante el Frasniano-Fameniano) se produce una etapa distensiva (ver tectónica) con formación de cuencas que se llenan de materiales sintectónicos al tiempo que existe una gran actividad volcánica con emisión de productos ácidos de tipo riolítico y también básicos (más abundantes) de composición basáltica.

Durante el Carbonífero inferior hay una somerización, con una ralentización de aportes terrígenos y desarrollo de una comunidad biológica capaz de fijar los carbonatos; durante este período continúa la actividad volcánica sinsedimentaria.

La etapa compresiva hercínica es la responsable de la formación de las grandes macroestructuras de la zona (Sinforme de la Sierra de San Pedro, Sinforme de la Codosera, etc); produce la reactivación de parte de las estructuras distensivas (Fallas lístricas horizontalizadas y Fallas Transfer) y reapreta todo ello formando pliegues, con rejuego de algunos despegues y produce fallas inversas o sistemas conjugados relacionados con la última etapa de apretamiento de los pliegues.

Con posterioridad a esta etapa y posiblemente relacionado con el rejuego de cizallas frágiles se deposita el Carbonífero superior de características molásicas.

En otras localidades de la Zona Centroibérica con posterioridad a la etapa compresiva hercínica (primera fase de deformación hercínica), las estructuras generadas en ella se ven modificadas por una segunda fase de deformación de diferente rango según las áreas, así en el S de Salamanca representa un acortamiento subvertical de intensidad creciente hacia las zonas más profundas, con un aplastamiento importante; este aplastamiento tiene una componente de cizalla simple que desplaza las zonas superiores respecto a las inferiores DIEZ BALDA (1986), Hoja de Guijuelo (528) in litt. En Villarta y Fontanarejo la segunda fase es una cizalla levógira que afecta discontinuamente a toda la zona, LÓPEZ DÍAZ (1992). La edad de esta segunda fase no puede ser precisada.

Con posterioridad y ya en el área que nos ocupa intruyen los granitoídes y tiene lugar la fracturación tardihercínica.

Durante el Mesozoico y el Terciario el área debió estar sometida a un continuado proceso de peneplanización que algunos autores prolongan hasta el Paleógeno (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1947). Del nivel de arrasamiento de los crestones cuarcíticos sólo resta en esta zona de la Sierra

de San Pedro una tendencia a la isoaltitud de las cumbres entre 620 y 660 m. El arrasamiento de las estructuras hercínicas durante el Mesozoico fue acompañado de la progresión en profundidad de un manto de alteración química, laterítico, en condiciones de clima tropical (MOLINA y BLANCO, 1980; MOLINA *et al.*, 1985); GARCÍA ABAD y MARTÍN-SERRANO (1980) señalan el comportamiento selectivo de la meteorización, alcanzando los mayores espesores al actuar sobre los tramos esquistosos del sustrato. En el área que comprende la hoja esta alteración quedaría conservada en las cumbres de mayor altitud.

La tectónica de bloques alpina produjo más tarde (Paleógeno medio según MOLINA *et al.*, 1985), bajo condiciones más áridas y resistásicas, 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 el Domo Extremeño en la zona que nos ocupa), que corresponderían a la Penillanura Cacereña. Este proceso estaría ligado al avance de mantos de alteración de naturaleza montmorillonítica.

Esta segunda superficie quedó fosilizada por los abanicos aluviales de las rañas, aunque en zonas proximales la articulación fue erosiva como demuestra la ruptura o escalón entre ambos niveles de Raña. El depósito de las rañas, en tiempos finitarios a pleistocenos tuvo seguramente lugar en un clima relativamente húmedo y llevó asociado un proceso de alteración similar al de las series ocreas de MARTÍN-SERRANO (1989) en el borde occidental de la Cuenca del Duero.

A partir del momento de formación de la Raña s.s. (la más elevada topográficamente) y hasta nuestros días, dominan los procesos de encajamiento de la red fluvial, primero suavemente con los depósitos de abanicos del segundo nivel de Raña y después más acentuados, articulando los depósitos de Raña con el fondo de valle mediante escalones, pequeños glacis con depósito y finalmente con el encajamiento sucesivo de terrazas.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. MINERÍA

La zona oriental de la Hoja ha sido explotada mineralemente hasta tiempos relativamente recientes. Los yacimientos que en ella se encuentran son de tipo filoniano y están relacionados genéticamente con la intrusión granítica de Albalá a la que ya hicimos referencia.

Se pueden agrupar en dos tipos:

- a) Yacimientos de casiterita y wolframita.
- b) Yacimientos de fosfato ("fosforita, en la terminología regional). A veces con uranio.

a) Este tipo de yacimientos se disponen preferentemente en los bordes del batolito, en filones con orientación N20°E y una potencia de 0'3-1 m (verticales).

En una de las minas (Mina Mimosa-Alcuéscar) se observa turmalina en vetas centimétricas sobre todo en los hastiales.

La paragénesis según los indicios observados en superficie es: cuarzo-mispiquel- (calcopirita-pirita)-casiterita-scheelita-wolframita. Los sulfuros aparecen alterados y se observan minerales supergénicos como escorodita, óxidos de Fe y de Sn.

Los filones de la Mina Mimosa están encajados en el granito así como los de la finca Las Minas (Casas de D. Antonio) y los de Casas de D. Antonio (Pueblo) están encajados en el complejo esquisto-grauváquico.

b) Los yacimientos de fosfato son asimismo de tipo filoniano, de orientación N10-25°E, aunque de mayor envergadura, alcanzan en ocasiones varios Km de longitud y de 0'5-2 m de potencia (vertical). Suelen presentarse en la parte central del batolito. La paragénesis observable según indicios de superficie es la siguiente:

Cuarzo-fosfato-(galena-blenda-pirita)-fosfatos y óxidos de uranio.

El fosfato se dispone en vetas unas veces en forma brechiforme y otras de estructuras colofórmes en el cuarzo. Suele ser tipo dahlita (apatito fibroso-radial).

6.2. CANTERAS

Las canteras son muy escasas, sólo hay una activa (con fines ornamentales) en los granitos adamíticos porfídicos biotíticos (Facies común, 4) del borde Sur. Sin embargo, todo este borde granítico es material con posibilidades canterables dado el fácil acceso desde Alcuéscar, Aldea del Cano o Casas de D. Antonio, además de sus posibilidades intrínsecas.

6.3. HIDROGEOLOGÍA

En general esta zona es pobre en aguas subterráneas, no existiendo ni fuentes, ni manantiales de importancia.

Las rocas precámbricas y paleozoicas aquí representadas tienen una permeabilidad prácticamente nula, por lo que será difícil extraer caudales importantes de agua subterránea. En cualquier caso las posibles extracciones tendrán que aprovechar las zonas con mayor fracturación y los caudales siempre serán pequeños.

De los materiales pliocuaternarios y cuaternarios (coluviones y aluviales) sólo se podrán esperar caudales para usos muy locales.

7. BIBLIOGRAFÍA

ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, J.; FELGUEROZO, C y QUINTERO, I. (1962).- "Estudio geológico de la región de Almadén" Bol.Geol.Min. t 73 pp. 193-327.

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.; SANTAMARÍA, J.; Y SOLÉ, F.J. (1988).- Unidades litoestratigráficas de

- los materiales Precámbrico-Cámbicos en la mitad suroriental de la Zona Centro-Ibérica. II Congr.Geol. de España, SGE, VOL 1; comunicaciones, pp. 19-22.
- BASCONES, L.; MARTÍN HERRERO, D. y CORRETGE CASTAÑÓN, J.G. (1980).- Mapa Geológico de España E 1:50.000. 2^a Serie. Hoja núm 676 Membriño IGME.
- BASCONES, L.; MARTÍN HERRERO, D. (1978).- Mapa Geológico de España, E: 1:50.000 2^a Serie. Hoja núm. 674-675 Sever-Santiago de Alcántara. IGME.
- BASTIDA, F. (1981).- La esquistosidad primaria: una síntesis sobre sus características y desarrollo. Trabajos de Geología. Universidad de Oviedo, 11 pp 35-54.
- BOCHMANN, H.G. (1956).- "Stratigraphie und Tektonik der zentralen Extremadura in Bereich von Cáceres und der östliche Sierra de San Pedro (Spanien)". Unveröff. Dies math naturwiss. Fak Univ. Mumster.
- 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.
- CAMPOS, R. y GUMIEL, P. (1990).- Estudio gravimétrico en Extremadura (Zonas de La Codosera-Alburquerque y Albalá) y su aplicación a la exploración de yacimientos minerales. Bol.Geol.Min. vol 101 pp. 122-134.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950).- Noticia sobre una carta geológica do Buçaco de Nery Delgado. Com.Serv.Geol.Port. 28 pp.
- CASTRO, A. (1985).- Los granitoides y la Estructura Hercínica en Extremadura Central. Tesis doctoral. Universidad de Salamanca.
- CORRETGE, L.G. y MARTÍNEZ, F.J. (1978).- Problemas sobre la estructura y emplazamiento de los granitoides. Aplicación a los batolitos hercínicos del Centro-Oeste de la Meseta Ibérica. Semin. de Estudios Cerámicos de Sargadelos 27 pp. 113-134.
- CORRETGE, L.G.; SUAREZ, O. y CUESTA, A. (1983).- Las características geoquímicas y mineralógicas de la serie de diferenciación de Cabeza Araya (Cáceres). 8^a Reunión sobre la Geol. del Oeste Peninsular. Salamanca julio 1983 (resumen)
- DÍEZ BALDA, M.A. (1986).- El complejo esquistos-grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca. Acta Salamanticensia, Ciencias, 52. Edic. Univ. Salamanca, 162 pp.
- DÍEZ BALDA, M.A.; VEGAS, R y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990).- Autochthonous Sequences-Structure Central-Iberian Zone; in Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer Verlag.
- DÍEZ BALDA, M.A.; AYARZA, P. Y MARTÍNEZ CATALÁN (1992).- El cizallamiento dúctil subhorizontal de la segunda fase hercínica al sur de Salamanca: Engrosamiento y colapso extensivo-

- nal. III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Simposios Tomo 2, 365-374.
- ESPEJO, R. (1978).- Estudio del perfil edáfico y caracterización de las superficies tipo raña del sector Cañamero-Horcajo de los Montes. Tesis doctoral. E.T.S. Ingenieros Agrónomos. 469 pp.
- GARCÍA ABAD, F.J. y MARTÍN-SERRANO, A. (1980).- Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos en el Macizo Hespérico (Meseta Central Española). Estudios geol., nº36, pp. 391-401.
- GIBBS, A.D. (1984).- "Structural evolution of extensional basin margins" I Geol.Soc. London. Vol 141 pp. 609-620.
- GILLCRIST, R.; COWARD, M. y MUGNIER, J.L. (1987).- "Structural inversion and its control: examples from the Alpine foreland and French Alps" Geodinámica Acta 1, 1 pp 5-34. París.
- GÓMEZ AMELIA, D. (1985).- La Penillanura Cacereña. Estudio Geomorfológico. Tesis doctoral. Depto. de Geografía. Facultad de Filosofía y Letras. Serv. Publ. Univ. de Extremadura. 397 pp.
- 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 Geol. Econom. Argentina IV, pp. 227-246.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; SAN JOSÉ M.A. y PIEREN, A.P. (1990).- Post-Cambrian Paleozoic Stratigraphy. In Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer, R.D. y Martínez García, E (eds). Springer-Verlag, 161-171.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1947).- Ensayo de la morfogénesis de la Extremadura Central. Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Madrid. Not. y Com. I.G.M.E., nº17, 167 pp.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1949).- Las Rañas de las sierras centrales de Extremadura. Compte Rendu du XVle Congrès International de Géographie, Lisbonne, pp. 87-109.
- HUDLESTON (1973A).- Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. Tectonophysics 16, pp 1-46.
- 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).
- KELCH, H.J. (1957).- "Stratigraphie und tektonik der zentralen Extremadura in Bereich der westlichen Sierra de San Pedro (Spanien). Unveröff. Diss. Math. Naturwiss. Fak. Uni. Münster pp 145.

- LIÑAN, E. y PALACIOS, T. (1987).- Asociaciones de pistas fósiles y microorganismos de pared orgánica del Proterozoico, en las facies esquisto-grauváquicas del norte de Cáceres. Consecuencias regionales. Bol.Real.Soc.Española Hist.Nat. (Geol.) 82 (1-4) pp. 211-232.
- LÓPEZ DÍAZ, F. (1991).- Características de la primera fase (distensiva) hercínica en la Sierra de San Pedro (Cáceres-Badajoz). Cuad.Labo.Xeol.Laxe. Vol 16 pp. 53-63. La Coruña.
- LÓPEZ DÍAZ, F. (1992).- Evolución estructural de la Antiforma de Navalpino (Zona Centroibérica). Tesis Doctoral, 144 p. Universidad de Oviedo (inédita).
- LÓPEZ DÍAZ, F. (1993).- La estructura del Anticlinal de Navalpino (Zona Centroibérica). 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. GOMEZ 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.
- MACDOUGALL BRENCHLEY, P.J.; REBELO, A y ROMANO, M. (1987).- Fans and fan deltas-pre-cursors to the Armorican Quartzite (Ordovician) in western Iberia. Geol.Mag. 124, pp. 347-359.
- MARTÍN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L. y CORRETGE CASTAÑÓN, L.G. (1982).- Mapa Geológico de España E 1:50.000 2ª Serie. Hoja nº 703 Arroyo de la Luz. IGME.
- MARTÍN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L. (1978).- Mapa Geológico de España E 1:50.000 2ª Serie. Hoja num 702 S. Vicente de Alcántara IGME.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988a).- Sobre la posición de la raña en el contexto morfodinámico de la Meseta. Planteamientos antiguos y tendencias actuales. Bol. Geol. y Minero, T. XCIX-VI, pp. 855-870.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988b).- El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico. Tesis doctoral U.C.M. Inst. Estudios Zamoranos "Florián de Ocampo" (CSIC) Diputación de Zamora. 311 pp.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1989).- Caracterización, Rango, Significado y Correlación de las Series Ocres del Borde Occidental de la Cuenca del Duero. Studia Geologica Salmanticensia, Vol. Esp. nº5, pp. 239-252.

- MARTÍN-SERRANO, A. y NOZAL, F. (1989).- Mapa Geológico de España 1:50.000. 2^a serie MAGNA. Memoria explicativa de la Hoja nº 710 (Retuerta del Bullaque). I.T.G.E., 39 pp.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; HACAR, M.; VILLAR ALONSO, P.; PÉREZ-ESTAÚN, A. y GONZÁLEZ LODEIRO, f. (1992).- Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonesa and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain. *Geologische Rundschau* 81/2, pp. 545-560. Stuttgart.
- MOLINA, E. (1975).- Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real). Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario, nº3, 106 pp.
- MOLINA, E. y BLANCO, J.A. (1980).- Quelques précisions sur l'altération du Massif Hercynien espagnol. *C.R. Acad. Sci. Paris*, nº290, pp. 1293-1296.
- MOLINA, E., BLANCO, J.A., PELLITERO, E., CANTANO, M. y JORDA, J. (1985).- Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector castellano-extremeño. *Studia Geologica Salmanticensia*, nº20, pp. 115-126.
- MOLINA CAMARA, J.M.; VERGES MASIP, J.; MARTÍNEZ RIUS, A.; VIDAL FUNES, A. y FERNÁNDEZ CARRASCO, J. (1987).- Mapa Geológico de España E 1:50.000. 2^a Serie. Hoja num. 782. Valdemando de Esteras IGME.
- MUÑOZ, J. (1976).- Los Montes de Toledo. Tesis doctoral. Depto. de Geogr. de la Univ. de Oviedo. Inst. de Geogr. Juan Sebastián Elcano (CSIC). 500 pp.
- MUÑOZ, J. y ASENSIO, I. (1975).- Los depósitos de raña en el borde noroccidental de los Montes de Toledo. Est. Geogr., nº36, pp. 779-806.
- MUTTI, E. (1985).- Turbidite system and relations to depositional sequences in: Prevalence of arenites (Zuffa editors) NATD ASI Series. Serie C. Mathematical and Physical sciences Vol. 158 pp. 65-93.
- 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, F. y MARTÍN-SERRANO, A. (1989).- Mapa Geológico de España 1:50.000. 2^a serie MAGNA. Memoria explicativa de la Hoja nº709 (Anchuras). T.G.E., 66 pp.
- 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. Asturica* 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.
- PARDO, M.V. y GARCÍA-ALCALDE, J.L. (1984).- "Bioestratigrafía del Devónico de la Región de Almadén (Ciudad Real, España)". Trab.Geo.Univ. Oviedo 14 pp. 79-120.
- PARDO, M.V. y SANTAMARÍA, J. (1992).- El Precámbrico del anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo. Zona Centroibérica). Un "puzzle" en vías de resolución. 3º Congreso geológico de España. Actas de las sesiones científicas Tomo 1 pp. 175-179. Salamanca.
- PENHA, M.H. y ARRIBAS, A. (1974).- Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles. Bol.Geo.Min. 85 pp. 271-273.
- PIREN PIDAL, A. y NOZAL MARTÍN, F. (1989).- Mapa Geológico de España E 1:50.000 2ª 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 2ª Serie. Hoja nº 758 Casas del Río IGME.
- PILE'S MATEO, E y NOZAL MARTÍN, F. (1989).- Mapa Geológico de España E 1:50.000 2ª Serie. Hoja nº 733 Castilblanco . IGME.
- PINEDA, A.; GIL SERRANO, G y MONTESERÍN, V. (1980).- Nota sobre las formaciones carboníferas de las Sierras de S. Pedro y del Saltillo (Cáceres-Badajoz). *Tecniterra* nº 33.
- 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.
- PUSCHMANN, H. (1970a).- "Das Paläozofkum der nördlichen Sierra Morena am Beispiel der Muldi von Herrera del Duque (Spanien)." *Geologie Dtsch.*, 19 nº3, pp. 309-329.
- QUESADA, C. (1991).- Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostatigraphic 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.
- ROBINSON, D. y BEVINS, R. (1989).- "Diastathermal (extensional) metamorphism of very low grades and possible high grade analogues" *Earth and Planetary Science Letters* 92 pp 81-88.

- ROBLES CASAS, R. y ÁLVAREZ-NAVA, H. (1988).- Los materiales precámbrico-cámbicos 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.
- RODA QUEROL, J. (1986).- Nuevos datos sobre la fase de deformación sárdica. Geometría de los pliegues prehercínicos del río Salor (Cáceres). Geogaceta nº 1. SGE.
- RODRÍGUEZ ALONSO (1985).- El Complejo esquisto-grauváquico y el Paleozoico en el Centro-Oeste español. Ediciones Universidad de Salamanca.
- SAAVEDRA, J. y GARCÍA SÁNCHEZ, A. (1976).- Geología del granito de Albalá (Extremadura Central, España). Tecniterrae 14 pp. 10-23.
- SAN JOSÉ, M.A.; PIEREN, A.; VILAS, L. y HERRANZ, P. (1974).- Las series ordovícicas y preordovícicas del Sector Central de Toledo. Bol.Inst.Geol.Min. 85 pp. 21-31.
- SAN JOSÉ, M.A.; PIEREN, A.; GARCÍA-HIDALGO, J.; VILAS, L.; HERRANZ, P.; PELÁEZ, J.R. y PEREJÓN, A (1990).- Autochthonous sequences. Ante-Ordovician Stratigraphy in Pre-Mesozoic geology of Iberia. Springer-Verlag.
- SANDERSON, D.J.; ROBERTS, S.R.; McGOWAN, J. y GUMIEL, P. (1990).- Hercynian transpressive tectonics at the southern margin of the Central Iberian Zone. West Spain. I. Geol.Soc.London (in litt).
- SOLDEVILA, J. (1991).- Estudio geológico-Estructural de los materiales precámbricos y paleozóicos entre la Sierra de San Pedro y la Depresión del Guadiana (Provincias de Cáceres y Badajoz). Sector límite entre las zonas Centroibérica y Ossa Morena. U.A. Barcelona.
- SOLÉ, L. (1952).- Geografía de España y Portugal. Geografía Física. Tomo I. Ed. Montaner y Simón. 497 pp.
- TEIXEIRA, C. (1955).- Notas sobre Geología de Portugal: O Complexo xisto-grauváquico ante-ordoviciano. Lisboa 48 p.
- TENA DAVILA, M. y CORRETGE CASTAÑON, L.G. (1980).- Mapa Geológico de España E 1:50.000. 2ª Serie. Hoja num 704 Cáceres. IGME.
- VEGAS, R. (1971).- "Precisiones sobre el Cámbrico del Centro y S. de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el Valle de Alcudia y en las Sierras de Cáceres y N. de Badajoz". Estud. Geol. vol 27 pp. 419-425.
- VERGES, I. (1983).- Estudio del Complejo vulcano-sedimentario del Devónico superior y de la estructura de la terminación oriental del Sinclinal de Almadén (Ciudad Real). Memoria IGME. Madrid.

VIDAL BOX, C. (1944).- La edad de la superficie de erosión de Toledo y el problema de sus Montes-Islas. *Las Ciencias*, nº9, pp. 82-111.

VILLAS, E. (1982).- "Informe Paleontológico de la Hoja de Alcuéscar (11/29)" no publicada. Inst.Geol.Min.Esp. 8 pp.

VILLAS, E. (1982).- "Informe Paleontológico de la Hoja de Puebla de Obando (10/29)" no publicada. Inst.Geol.Min.Esp. 10 pp.

WERNICKE, B. Y BURCHFIEL , B.C. (1982).- "Modes of extensional tectonics" *Jour.Struct.Geol.* Vol. 4 nº 2 pp. 105-115.

WINKLER, H.G.E. (1978).- "Petrogénesis de las rocas metamórficas". H. Blume ediciones.



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN
Y CIENCIA

ISBN 978-84-7840-731-6

9 788478 407316