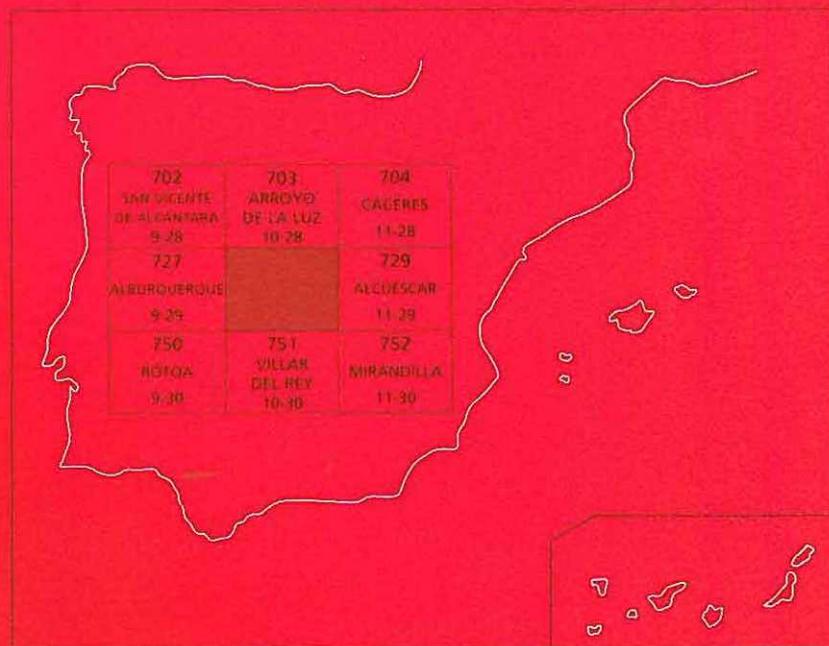




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



PUEBLA DE OBANDO

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

728 (10-29)

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

PUEBLA DE OBANDO

© INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M. 22388-2007
ISBN: 978-84-7840-683-8
NIPO: 657-07-007-X

Impresión. Trébol Propuesta Gráfica

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por el INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (IGME), durante 1990 bajo normas y dirección del propio Instituto.

Cartografía Geológica

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

Cartografía geomorfológica

Francisco Rubio Pascual (IGME)

Memoria:

Victorio Monteserín López (IGME)
Fernando López Díaz (IGME)
Francisco J. Rubio Pascual (IGME)
Ángel 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 Ángel Arbizu Senosián (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:

Ángel 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..... | 13 |
| 1.2. PALEOZOICO..... | 14 |
| 1.2.1. Ordovícico..... | 14 |
| 1.2.1.1. Areniscas Ocres Bioturbadas y Pizarras (5). Serie Púrpura. Capas Intermedias.Ordovícico Inferior..... | 15 |
| 1.2.1.2. Ortocuarцитas. Cuarcita Armoricana (6). Ordovícico Inferior (Arenig)..... | 16 |
| 1.2.1.3. Pizarras Marrones con Intercalaciones de Areniscas (7). Ordovícico Inferior-Medio. Arenig-Llanvirn-Llandeilo..... | 17 |
| 1.2.1.4. Cuarcitas Ocres (8) Ordovícico Medio. Llanvirn-Llandeilo..... | 19 |
| 1.2.1.5. Pizarras Oscuras (9). Ordovícico Superior. Caradoc..... | 19 |
| 1.2.2. Silúrico..... | 20 |
| 1.2.2.1. Cuarcitas Claras (10). Cuarcita del Jabonero. Silúrico Inferior. Llandover..... | 20 |
| 1.2.2.2. Pizarras Negras (11). Silúrico Superior. Wemlock-Ludlow..... | 21 |
| 1.2.3. Devónico..... | 22 |
| 1.2.3.1. Areniscas Ferruginosas y Pizarras (12). Cuarcitas de Aliseda. Silúrico Superior-Devónico Inferior. Ludlow-Emsiemse..... | 22 |
| 1.2.3.2. Alternancia de Cuarcitas y Pizarras (13). Devónico Inferior-Superior. Emsiene-Frasniense..... | 24 |
| 1.2.3.3. Cuarcitas (14). Cuarcitas del Aljibe. Devónico Superior. Frasniente.. | 25 |
| 1.2.3.4. Pizarras y Cuarcitas (15). Devónico Superior. Frasniente..... | 26 |
| 1.2.3.5. Cuarcitas (16). Cuarcitas de Peñaquemada. Devónico Superior. Frasniente..... | 27 |
| 1.2.3.6. Pizarras Oscuras y Verdes (17). Devónico Superior. Frasniense-Fameniense..... | 28 |
| 1.2.3.7. Pelitas Pardas y Vulcanitas (18). Devónico Superior. Frasniense-Fameniense..... | 29 |
| 1.2.3.8. Areniscas Grauváquicas (19). Devónico Superior. Frasniense-Fameniense..... | 32 |
| 1.2.3.9. Riolitas (20)..... | 33 |
| 1.2.3.10. Diabasas (21)..... | 33 |
| 1.2.4. Carbonífero..... | 34 |
| 1.2.4.1. Pizarras, Tobas, Liditas y Calizas (22). Carbonífero Inferior. Tournesiense..... | 34 |

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Puebla de Obando se sitúa geográficamente en la zona central extremeña, en el límite de las provincias de Cáceres y Badajoz.

El único núcleo urbano es Puebla de Obando, que da nombre a la Hoja, aunque son numerosos los cortijos, siempre dispersos, que indican una escasa densidad demográfica. El clima es de tipo continental con influencia atlántica y desde el punto de vista económico es un área deprimida siendo sus principales actividades la ganadería y la agricultura de secano. Las vías de acceso son la Carretera Nacional 523 de Cáceres a Badajoz y la Carretera Comarcal 521 entre Aliseda y Villar del Rey.

Morfológicamente se diferencian tres zonas: la situada al N es la Sierra de San Pedro, que con una dirección general NW-SE significa la divisoria hidrográfica entre las cuencas del Tajo y del Guadiana; en ella la mayor altura tiene 560 m (Morrón de la Espadaña). Hay otra zona al S formada por las Sierras de los Bueyes, de Luriana, Gorda, del Vidrio y del Garbanzo, con la misma dirección, en la que la máxima altura (Esparragal) tiene 542 m. Entre ambas hay una extensa penillanura sobre los 300-350 m solo interrumpida levemente al W de la Hoja por los cerros de Sierra Magdalena (máxima altura es la cota Palomas con 489 m).

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 de LOTZE (1945b).

En esta Hoja y en su entorno regional afloran sedimentos grauváquicos-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) con fallas horizontalizadas en profundidad, de trazado NW-SE y que sufren procesos de transferencia de movimiento por fallas ortogonales; la conjunción de ambas produce la apertura de cuencas que se rellenan en el Devónico superior. La etapa compresiva es la responsable de

las macroestructuras de la zona (Sinforme de la Sierra de San Pedro, Sinforme de la Codosera, etc); produce primero despegues y cabalgamientos (con la misma orientación NW-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 Alburquerque 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 (729), Gallina (750) y Villar del Rey (752). HERNÁNDEZ PACHECO (1951) como resumen de las cartografías citadas hace una descripción física de la Sierra 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 cárnicas y precárnicas.

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 braquiópodos en zonas próximas a Valencia de Alcántara.

PENHA *et al.* (1974) datan el granito de Alburquerque (285 + 5 m.a.). SAAVEDRA *et al.* (1974 a) caracterizan geoquímicamente el granito de Montánchez, SAAVEDRA (1976 a) y SAAVEDRA *et al.* (1976 b) estudian la geología, petrología y geoquímica del granito de Alcalá.

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 proponen dos fases principales de deformación hercínica.

APARICIO *et al.* (1977) realizan un trabajo de síntesis sobre el plutonismo postmagmático del SW 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 Sinclinalio de San Namede-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 *et al.* (1982 a y b) estudia 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.* (9182 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 ella los referidos al área de estudio.

RÁBANO (1984 b, 1989 a, 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-W) indicando que es la responsable del ascenso de los cuerpos gráficos del batolito 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 San 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 universal 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 este 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-pizarrosos).

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

narias 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 "azoicas" no diferenciadas estratigráficamente y situadas siempre por debajo de la Cuarcita Armónica 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 DIEZ 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 los 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 700 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 detritico-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 la 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 (4) grupo domo extremeño. Alcudiense inferior. Proterozoico superior

Afloran en la zona central de la Hoja, ocupando una extensa área (50%) entre los sinformes paleozoicos de la Sierra de S. Pedro y de La Codosera y también en la esquina NE, aunque aquí muy recubiertas por los coluviones, procedentes de la denudación de los materiales paleozoicos, de la Sierra de S. Pedro.

Los afloramientos de esta área peneplanizada son en general muy deficientes, resultado muy difícil realizar cortes de entidad incluso en las leves incisiones provocadas por los ríos Zapotón o Sansustre, por lo que para la caracterización de las facies se han levantado columnas decamétricas parciales, así como algunas observaciones puntuales; se han levantado 5 columnas (entre los 9 y los 19 m) en el Río Zapotón en el tramo comprendido entre el Cerro de las Vacas y el Km 50 de la Carretera Comarcal 521 de Aliseda a Alburquerque; se ha levantado otra columna a la altura del Km 25 de la Carretera Comarcal 521 entre Aliseda y Villar del Rey y una última 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.

Como resultado de las observaciones indicadas y en función de las facies que presentan los materiales precámbrios se han considerado dos dominios, el occidental representado por depósitos turbidíticos y el oriental donde afloran exclusivamente facies limoso-pelíticas con características euxínicas.

Las facies turbidíticas del dominio occidental (afloramientos del Río Zapotón y de la Ctra. Comarcal 521) se caracterizan por una alternancia rítmica entre lutitas y areniscas. Dentro de los términos arenosos predominan los "thin bedded turbidites" (TBT) que son capas cuya potencia no supera los 10 cm, son de grano extremadamente fino y el techo pasa gradacionalmente a los términos lutíticos. Las capas mayores de 10 cm (pueden alcanzar potencias superiores a 1 m) tienen morfología tabular, son de arena fina a muy fina y suelen presentar laminación paralela probablemente de consolidación en la base y gradación o "ripples" a techo; con un decrecimiento de la energía pueden perder los intervalos de laminación paralela o "ripple" y pasar lateralmente a TBT. Pueden por otra parte evolucionar a depósitos desorganizados generados a partir de un incremento de procesos de fluidificación y deformación hidroplástica motivados por una mayor tasa de agua en el sedimento o por motivos puramente gravitacionales. Las capas más tractivas están formadas por trenes de "ripples" superpuestos y en algún caso "climbing ripples" y lateralmente pasan, ya sea por decrecimiento de la energía o por simple déficit en arena, a estratificación "linsen" con estructuras de colapso. Los mayores acúmulos de capas de arena suelen organizarse en secuencias estrato y granocrecientes.

Los afloramientos del NE de la Hoja, muy recubiertos, corresponden a facies turbidíticas semejantes a las anteriormente descritas; sin embargo el hecho de haber realizado un corte a lo largo del Río Ayuela en la contigua Hoja de Alcuéscar (729), muy próximo geográficamente, nos permite hacer una caracterización precisa de estas facies, que se describen de manera exhaustiva en la memoria de dicha Hoja.

Al microscopio las arenas se definen como metagrauvacas, contextura blastosamítica de grano fino, puestas de manifiesto por la presencia de clastos de hasta 0'5 mm de diámetro, rodeadas 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 las más abundantes las equidimensionales, alargadas o elipsoidales. Se encuentran indistintamente con bordes angulosos o redondeados. El 70% u 80% de los clastos corresponden a cuarzo, que en numerosas ocasiones es de origen ígneo, como evidencia la presencia de golfos de corrosión frecuentemente. Al cuarzo siguen en importancia los fragmentos de pequeñas plagioclásas redondeadas y macladas, según la Ley de la albita. En casi todas las rocas aparecen también clastos de chert, mien-

tras que los fragmentos de cuarcitas, filitas, o moscovitas son de rara aparición. La matriz generalmente dominante, presenta orientación mediaña a buena. Esta constituida por cantidades variables de cuarzo micro a criptocristalino y minerales micáceos, entremezclándose todos ellos o formando monominerales. Los filosilicatos que forman la matriz son sericitas y biotita o clorita. Los minerales accesorios de común aparición son: algo de grafito, minerales opacos, óxidos de hierro o pequeños circones y turmalinas.

Dada la profusión de TBT, estas facies se sitúan en una zona distal o de interlóbulo de abanicos submarinos profundos.

Facies limoso-pelíticas del dominio oriental (afloramiento de la Ctra. Nacional 523 entre Cáceres y Badajoz). Se diferencian tres tipos:

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

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

Límos 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 (Acrítarco) 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 JOSÉ 1990) indican una edad Vendienense inferior-Rifeense. Por nuestra parte estimamos una edad 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 DAVO *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 S^a 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 a los dos sinformes citados y el contacto de la misma con los materiales infrayacentes (Precámbrico superior) es en discordancia angular. La sucesión es bastante completa y está constituida principalmente por materiales detriticos (cuarcitas, areniscas y pizarras) alternantes que hacia la parte alta (a partir del Devónico superior) empiezan aparecer carbonatos y rocas volcánicas. Todos estos materiales pueden alcanzar un espesor entre 4.100 y 4.900 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 Alcuéscar (729), 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 al efecto producido por fracturas distensivas frágiles o frágil-dúctiles y a su rejuego durante la etapa compresiva hercínica (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 Fm. Areniscas ocres bioturbadas (5), conocida en otras áreas como "serie púrpura" o "Capas intermedias", LOTZE (1956b), de naturaleza variable pero en las que destacan la presencia de cuarcitas, areniscas, escasas pizarras y con un conglomerado basal no siempre presente. El espesor en la Sierra de S. Pedro (Hoja de Alcuéscar 729) es muy variable, desde inexistente a 150 m.? En esta Hoja solo aflora, aunque de un modo discutible debido al recubrimiento coluvionar, en la estructura braqui-anticlinal de Alpotreque. La unidad suprayacente, Cuarcita Armoricana, tiene escasa potencia (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 (5). Serie Púrpura. Capas Intermedias. Ordovícico inferior

Se trata de una sucesión de espesor variable, entre 0-150? m en el área de la Sierra de S. Pedro-La Codosera, debido a que su depósito se realizó sobre un paleorrelieve generado, al menos regionalmente, por los movimientos sárdicos. En esta Hoja afloran, probablemente, en el núcleo de la estructura braquianticinal de Alpotreque (SW de la Hoja) y su caracterización sería aquí muy compleja debido a que estos afloramientos están prácticamente recubiertos por los coluviones procedentes de la Cuarcita Armoricana.

Para el estudio de esta formación se realizaron dos cortes, uno en la Hoja de Alcuéscar (729) 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 521 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 violáceas 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 laminaciones cruzadas de ripples de oscilación.

Al microscopio las areniscas tienen textura blastosómica, con clastos de grano grueso subangular, matriz serícita intersticial o bien cemento ferruginoso. Puede haber moscovitas detríticas, turmalinas y opacos todo ellos en escasas cantidad.

Las pizarras que representan a los niveles pelíticos se componen de sericitita, clorita y generalmente cuarzo, moscovita o plagioclasa.

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 formación (5) 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 clastosportados, 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, clastosportados y con cantos de cuarzo, arenisca y litita.

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 (6). 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 resaltos proporcionan suficientes coluviones como para ocultar en gran medida las formaciones supra e infrayacentes. Afloran, en esta Hoja, en el núcleo Anticlinal de Malanda (S^a del Horno), en el tramo occidental del Siforme de la Sierra de S. Pedro y al S en el flanco N del Siforme de La Codosera, en general con bastante buenos afloramientos.

Se han levantado columnas en la Carretera Comarcal 521 entre Aliseda y Villar del Rey a la altura de los Kms 12'6 (W del Cortijo Velada de Torres), 15'4 (Cruce de carretera Aliseda-Villar del Rey-Alburquerque) y 29 (Alpotreque). También se levantó una columna en la Hoja de Arroyo de la Luz (703) en el regato al E de las Casas del Hito, Km 6 de la carretera citada anteriormente.

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 decí-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 presentan indistintamente estratificación cruzada planar y en surco (con direcciones de paleocorrientes entre N30-50 W). 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 seudomorfos sericíticos 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, apiladas en ocasiones 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 interpretación 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 (7). 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 la Hoja de Alcuéscar (729) en el Puerto del Clavín (Km 21'2 de la Carretera Nacional 523) y también en la que nos ocupa en la Carretera Comarcal 521 de Aliseda a Villar del Rey en los kilómetros 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, decí-centimétricas, de areniscas y esporádicas de niveles limoníticos de 5 a 10 cm de grosor (Puerto del Clavín). Las pizarras tienen tonos amarillentos (quizás por alteración) violáceos o 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 serícítica, 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 detriticas, 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 del paleozoico, es la abundancia relativa de minerales pesados.

Los niveles pelíticos están constituidos por filitas serícito-cloríticas con algo de cuarzo o plagioclásas 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, incluyendo la Cuarcita Armoricana. Los depósitos del Ordovícico inferior representan la transgresión subsi-

guiente, 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 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 la Hoja de Alcuéscar en el Puerto del Clavín y en esta de Puebla de Obando en el Km 12'6 de la Carretera Comarcal 521 de Aliseda a Villar del Rey.

En el primer corte (Puerto del Clavín) 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 aproximadamente se encuentran:

Braquiópodos: *Heterorthina morgatensis* (MELOU)

Trilobites: *Eccoptochile* cf. *almadenensis* (ROMANO)

Crozonaspis cf. *armata*

Crozonaspis *armata*

Crozonaspis cf. *incerta* (DESLONGCHAMPS)

Neuseretus (*Neseuretus*) sp.

Neseuretus (*Neseuretus*) *henkei* HAMMANN

Plæsiacomya oehlerti (KERFORNE)

indicadores de una edad Llandeilo.

En el segundo corte (Km 12'6) se recolectó:

Graptoloideos: *Didymograptus* sp.

de edad Llanvirn. SOLDEVILLA (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 (8) Ordovicico medio. Llanvirn-Llandeilo

Es una formación fácilmente identificable, ya que da un resalte topográfico que destaca entre dos formaciones que ocupan generalmente zonas de depresión topográfica. La potencia puede oscilar entre los 40 m (máximo) en el flanco N de la Sierra de S. 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 pátinas grises u 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 sericítica intersticial muy ligeramente recristalizada. Contienen además moscovitas, cloritas, turmalinas o circones todos ellos de apariencia detritica.

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

1.2.1.5. Pizarras oscuras (9). Ordovicico superior. Caradoc

Sobre el tramo cuarcítico descrito, se dispone una formación predominantemente pizarrosa de difícil estudio dados los recubrimientos coluvionales procedentes de las formaciones 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 formación. 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 resaltos 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 circón.

Se ha recolectado fauna a la altura del Km 13 de la Carretera Comarcal 521 de Aliseda a Villar del Rey:

- Trilobites: *Onnia* sp.
 Crozonaspis dujardini (ROUAULT) o *Scotiella?* *taouzensis*
 Scotiella? sp.
 Dalmantinae indet y fragmentos de Nauiloideos

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:

- Braquiópodos: *Svobodaina feisti* HAVLICEK
 Drabovia sp.

que indican una edad Caradoc superior-Ashgillense.

1.2.2. Silúrico

Los afloramientos silúricos de esta Hoja se localizan en el flanco N de la Sierra de S. Pedro, en el Sinclinal de Sierra Traviesa y en el flanco S del Anticlinal de Malanda (Sierra del Horno). Los materiales pertenecientes a este sistema se agrupan en dos formaciones, 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 (10). 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 formación 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 nivelillos de lutita 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 decí-centimétrico tienen una morfología de superficie ondulada por "ripples" cuyas crestas se orientan E-W. 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 con textura granoblástica en las que el componente principal es el cuarzo. Los minerales accesorios son turmalina, biotita, moscovita, cirón, esfena y óxidos de hierro.

Al no encontrarse fauna en esta unidad, la edad se le asigna en función de su correlación regional. Se le atribuye en este sentido una edad Llandovery ya que en el Sinclinal de Cáceres la unidad equivalente tiene a techo unas pizarras ampelíticas negras con faunas de Llandovery en su parte basal, TENA DAVILA et. al. (1980).

1.2.2.2. Pizarras negras (11). Silúrico superior. Wemnlock-Ludlow

Es una formación predominantemente pelítica, de unos 300 m de potencia, que forma una depresión topográfica generalizada entre dos relieves cuarcíticos; es difícil establecer en ella una columna general debido a los recubrimientos cuaternarios procedentes en su mayor parte de los relieves citados por lo que su caracterización se realizó en dos secciones parciales localizadas en la Hoja de Arroyo de La Luz (703) y denominadas 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 decí-centimétricos de aspecto tableado; se observan en ellas estructuras internas como estratificación cruzada ("hummocky") de tamaño pequeño a medio, laminación cruzada de "ripples" de oscilación y laminación paralela; 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, sericita, cirón, 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 fosilífero 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 S. Pedro (Hoja de Arroyo de la Luz) localiza dos yacimientos, cerca del muro de la formación 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 Seanicus de ELLES y WOOD). El segundo, a unos 250 m del anterior y también cerca de la base, tiene:

Monoclimacis 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 ya 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, 1970 a) y Almadén (ALMELA *et al.* 1962; VERGES, 1983; PARDO *et al.* 1984b) etc. y una potente serie del Devónico superior (más de 1.600 m) con al menos 5 formaciones cartografiadas. En el tramo más alto de este Devónico superior se diferencian dos dominios (formaciones 17 y 18) 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 (12). Cuarcitas de Aliseda. Silúrico superior-Devónico inferior. Ludlow-Emsiense

Se reconoce esta formación en el flanco N del Sinforme de la Sierra de S. Pedro, en el Sinclinal de Sierra Traviesa y en el flanco S del núcleo anticinal de Malanda (Sierra del Horno) formando siempre una sierra de cima redondeada, muy típica a lo largo de toda la Sierra de S. Pedro. La potencia de esta formación es del orden de los 250-300 m. En el flanco N del Anticinal de Malanda y dentro de la Hoja de Alcuéscar se caracterizó como tal una sucesión pizarrosa verde (roja por alteración) de escasa potencia (unos 100 m) y superficie cartográfica en la que se detectó la única fauna del Devónico inferior en todo el ámbito de la Sierra de S. Pedro.

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. Las estructuras sedimentarias primarias, muy abundantes, son la laminación paralela, laminación ondulada ("wavy"), estratificación cruzada ondulada ("hummocky") y laminación cruzada de "ripples" de oscilación.

Al microscopio son cuarcitas 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 S. Pedro se ubica en el Km 25'2 de la Carretera Nacional 523 entre Cáceres y Badajoz (Hoja de Alcuéscar). Este nivel fosilífero proporciona las siguientes formas:

| | |
|-----------------------|---|
| Braquiópodos | Brachyspirifer sp. Euryspirifer sp. Plebejochonetes sp. Platyorthis sp. Nucleospira sp. (muy abundante) Uncinulus sp. Glabithyris' ? sp. Shizophoria ? sp. Arduspirifer? sp. Sternorhynchia? sp. |
| Trilobites | Phacops sp. |
| Rugosos solitarios | Metriophyllum? sp. |
| Tabulados | Pleurodictyum sp. |
| Briozoos fenestelidos | Ptiloporina sp. (abundante) |

Otros Brizozoos indeterminados

| | |
|-------------|-----------------|
| Icnofósiles | Crionolites sp. |
| Crinoideos | 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 Anticlinal 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 (13).

1.2.3.2. Alternancia de cuarcitas y pizarras (13). Devónico inferior-superior. Emsiense-Frasniense

Afloran en el flanco N del Sinforme de la Sierra de S Pedro y al W del Morrón de la Espadaña (N. de la Hoja). El muro es pizarroso, con un límite impreciso con la formación anterior; 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 formación cuarcítica suprayacente (Cuarcitas del Aljibe). Por todo lo expuesto, la caracterización de esta formación de alternancias 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 son 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 formación 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 mostrada por las abundantes estructuras. Hay un dominio de facies pizarrosas 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 formación suprayacente (14).

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

| | |
|--------------|--|
| Braquiópodos | <i>Cyrtospirifer almadenensis</i> PAECKELMANN <i>Ripidiorhynchus cf. farsani</i> BRICE <i>Ripidiorhynchus cf. ferquensis</i> (GOSSELET) <i>Ripidiorhynchus aff. kolatensis</i> BRICE <i>Adolfia (?) acutostinu</i> (BOUCHARD in RIGAUX) <i>Palaeoneilo? robustella</i> (MULLER) |
| Icnofósiles | <i>Vermiphorichnus</i> sp. |

A 30 m del techo aparecen:

| | |
|--------------|---|
| Braquiópodos | <i>Cyrtospirifer almadenensis</i> PAECKELMAN <i>Ripidiorhynchus cf. farsani</i> BRICE <i>Pradochonetes muellen</i> PARDO y GARCIA-ALCALDE |
| Bivalvos | <i>Leptodesma almadenensis</i> MULLER) |

A 15 m del techo se reconocen

| | |
|--------------|--|
| Braquiópodos | <i>Cyrtospirifer almadenensis</i> PAECKELMANN <i>Adolfia cf. faniensis</i> VANDERCAMMEN <i>Apousiella almadenensis</i> PARDO y GARCIA-ALCALDE <i>Apousiella cf. dorlodoti</i> RIGAUX <i>Ripidiorynchus aff. barroisi</i> RIGAUX <i>Douvillina</i> sp. |
|--------------|--|

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

1.2.3.3. Cuarcitas (14). Cuarcitas del Aljibe. Devónico superior. Frasnienense

En posición concordante con los materiales descritos aflora, al W del Anticinal de Malanda (Sierra del Hornero) y en el Morrón de la Espadaña (N de la Hoja) una serie constituida por areniscas grises, 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 limonita 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 con 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 grano 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 formación cita las siguientes formas:

| | |
|--------------|---|
| Braquiópodos | Adolfia? acutusinu (BOUCHARD in RIGAUX) Apousiella almadenensis PARDO y GARCIA-ALLENDE Eoschuchertella sp. Ripidiorhynchus sp. Cytospirifer sp. |
|--------------|---|

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

1.2.3.4. Pizarras y cuarcitas (15). Devónico superior. Frasnienense

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 resaltes topográficos, cuyo desmantelamiento 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 péliticas al igual que todas las de 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 | <i>Cyrtospirifer almadenensis</i> PAECKELMANN <i>Cyrtiopsis</i> sp. ¿ <i>Eobrachythyris</i> 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 (16). Cuarcitas de Peñaquemada. Devónico superior. Frasniente

Afloran al E de la Hoja en una terminación perianticinal y al N en las inmediaciones del Cortijo Palomares formando un escalón morfológico sobre todo con la serie suprayacente. Su contenido faunístico es elevado, con gran abundancia de braquiópodos Spiriféridos, de ahí la denominación "Spiriferenquarzit" atribuida por KELCH (1957) a esta formación.

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-SSW) y estructuras mayores (probablemente megaripples de oleaje y estratificación cruzada "hummocky"); la mitad superior, exclusivamente arenosa, se organiza en bancos deci-centimétricos amalgados 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, sericita 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 S. Pedro puede alcanzar los 75 m.

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

| | |
|--------------|--|
| Braquiópodos | ?Cyrtiopsis sp. ?Eobrachythyris sp. |
| Crinoideos | indeterminados |

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

1.2.3.6. Pizarras oscuras y verdes (17). Devónico superior. Frasniense-Famenienense

Esta unidad cartográfica y la que se describirá en el apartado siguiente (18) ocupan la misma posición estratigráfica si bien se describen por separado al presentar características litoestratigráficas 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 17) 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 18).

La unidad que aquí se describe (17) se sitúa en el flanco N del Sinfo de la Sierra de S. Pedro y en las inmediaciones de los Cortijos de Palomares y S. Simón (Carretera de P. Obando a Aliseda, Km 12). Se puede establecer una sucesión en la Hoja de Alcuéscar, en el Regato de Lácar; 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 detectan 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 resaltes cuarcíticos del apartado anterior, se puede realizar en la Hoja de Arroyo de La Luz 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-centímetros 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 sericitia. Accesorios se observan circón y pirita; son abundantes las concreciones de hematita.

tites. Las pizarras tienen textura lepidoblástica con cuarzo, sericitá 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 en la Hoja de Alcuéscar 2'5 Km al NNW del Rincón de Ballesteros, cerca de la Casa de La Roma, en nódulos 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 que nos ocupa, en las proximidades de las Cuarcitas de Peñaquemada (16) 1'5 Km al W del Cortijo Palomares (en el Regato de La Espadaña) con las siguientes formas:

| | |
|--------------|---|
| Braquiópodos | Cyrtospirifer almadensis Cyrtospirifer sp. Cariniferella cf. dumontiana VERNEUIL Douvillinoides? alvarezi PARDO y GARCIA-ALCALDE Phestia acuta MULLER |
| Iconfósiles | 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 (18). 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 (19), 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 existen una importantísima participación volcanogénica de tobas, cineritas, riolitas y sobre todo diajas; estas últimas, que pueden llegar a ser muy potentes, además de definir en su cartografía (incluso a escala regional) una nítida relación con la unidad que nos ocupa, provocan en el encantante un débil metamorfismo de contacto (escala decimétrica).

A pesar de su gran extensión cartográfica, esta serie casi siempre ocupa zonas deprimidas. Para su caracterización se levantó una sección parcial de la misma al S del Cortijo de la Carretera de

Lácara (S de la Loma de la Fernandona) en la Hoja de Alcuéscar y también varias secciones parciales, en ésta, en los Kms 5'5 y 7'1 de la Carretera que une la Comarcal 521 con la Nacional 523 (Puebla de Obando a Aliseda) 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 a 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 28 m; sobre un tramo pelítico de unos 10 m con nivelillos arenosos a techo de 1-2 cm hay un tramo de unos 18 m de predominio arenoso en el que en la base las capas deci-centimétricas presentan granoclasiificación y en ocasiones laminación paralela e incluyen microconglomerados y fragmentos rectangulares de tamaño centímetro atribuidos a restos de plantas; la morfología 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 7'2 en una serie de unos 100 m, en los que se refleja un predominio absoluto de pizarras pardas con intercalaciones centimétricas de arenas finas verde-amarillentas con laminación paralela y ondulada. Alguna capa puede tener 3-4 cm y en ella el techo es ondulado pero sin estructura interna visible. La serie de detalle (Krn 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 (centimétricas) 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 blastosamítica. El cuarzo es clástico de grano fino, subanguloso o 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 la Hoja de Alcuéscar, se ha reconocido el Braquiópodo *Cyrtospirifer* sp., 1'5 Km al NW del Cortijo de la Carretera de Lácara, de edad Devónico superior. Se ha detectado sin embargo abundante fauna, en esta misma unidad, en la Hoja que nos ocupa. Así en el Km 28'3 de la Carretera Nacional 523 entre Cáceres y Badajoz se recolectaron

| | |
|------------------|---|
| Braquiópodos | <i>Longispina</i> n. sp. <i>Apousiella</i> sp. "Lingula" sp. |
| Tentaculitoideos | <i>Homoctenus</i> sp. abundante |
| Ostrácodos | ? Entomozoid y otras formas indeterminadas |
| Icnofósiles | <i>Vermiphorichnus</i> sp. infestando los ejemplares de <i>Longispina</i> |

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 | <i>Schuchertella</i> sp. <i>Rhynchonellacea</i> indet. con fosetas dentales denticulares <i>Tylothyris?</i> sp. <i>Hispídaria?</i> sp. <i>Centrorhynchus?</i> sp. <i>Cyrtospirifer</i> sp. unos 700 m al NE de los anteriores |
|--------------|--|

Crinoideos, Bivalvos 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 | <i>Cyrtospirifer</i> sp. 1 <i>Cyrtospirifer</i> sp. 2 <i>Cyrtospirifer</i> sp. 3 |
|--------------|--|

Torynfer 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 Brizos Fenestelidos muy abundantes, así como Gasterópodos, Bivalvos 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 Rupidiorhynchus? sp.

Bivalvos leptodesma cf. almadenesis MULLER y otros indeterminados

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

1.2.3.8. Areniscas grauváquicas (19). Devónico superior. Frasniano-Fameniense

Afloran, intercaladas 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 40 m. Se han levantado dos secciones, en la Hoja de Alcuéscar, 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 páginas marrones, amarillentas o violáceas. La morfología es normalmente de base plana y techo ondulado (escala grande 0'5 a 1 m.) 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 ("hummock") y estratificación cruzada en surco 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 sericitita. Los minerales accesorios son circon, 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 granocrecientes 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 (20)

Sólo se esquematizó en cartografía un lentejón de 2 ó 3 km de longitud y unos 10-15 m de anchura que aparece interestratificado entre los materiales del Devónico superior, si bien las riolitas son relativamente abundantes en estos sedimentos, aunque en niveles de muy escasa importancia. Da un ligero resalte a pesar de ofrecer en el campo bastante alteración meteórica. Son rocas de tonos blanco-amarillentos en las que a simple vista se reconocen clastos milimétricos de cuarzo.

Al microscopio se reconocen como muestras casi siempre deformadas y ligeramente alteradas lo que dificulta el reconocimiento de todos los minerales primarios. Se reconocen fenocristales de hasta 8 mm de tamaño máximo de cuarzo redondeado y con golfos de corrosión; también se reconocen cristales de feldespato potásico microclinizado y de plagioclásas macladas sin zonar. La matriz contiene feldespato potásico casi criptocristalino entremezclado con diminutas laminillas serícicas y cloríticas.

1.2.3.10. Diabásas (21)

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 al afloramiento una tonalidad pardo-rojiza y 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 hercínica 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 las rocas encajantes del 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 lamí-

nillas bióticas 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, 17) y el Carbonífero superior discordante sobre el resto de la secuencia paleozoica.

1.2.4.1. Pizarras, tobas, lítitas y calizas (22). 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 (17) están sujetos a numerosos cambios laterales de facies. A lo largo de la Sierra de S. Pedro la potencia de esta formación puede oscilar entre los 20 y los 200 m.

En esta Hoja la serie está escasamente representada, sin embargo en algunos puntos aislados, próximos a la base de la misma, 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 la Hoja de Arroyo de La Luz (703). El resto de los materiales son pizarras de tonos violáceos o pardos, de grano fino y nódulos esporádicos de lítita 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 12 y 13; 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 vulcanoclásticos.

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 | <i>Schizophoria resupinata</i> MARTIN <i>Schuchertella</i> cf. <i>lens</i> (WHITE) <i>Megachonetes</i> cf. <i>sibylai</i> THOMAS <i>Pliocochonetes</i> cf. <i>kinghircus</i> NALIVKIN <i>Rugauris?</i> sp <i>Linopproductus?</i> sp. <i>Productacea</i> indet <i>Actinoconchus</i> cf. <i>expansus</i> PHILLIPS <i>Actinoconchus</i> cf. <i>adepressiorus</i> EINOR <i>Ectochoristites?</i> sp. <i>Cleiothyridina</i> sp. <i>Athyrididae</i> indet <i>Eomartiniopsis</i> cf. <i>tscherepeti</i> SOKOLSKAJA <i>Mucrospirifer</i> cf. <i>pseudoposterus</i> BESNOSSOVA <i>Brachythyris</i> cf. <i>ovalis</i> PHILLIPS <i>Unispirifer</i> cf. <i>striatoconvolutus</i> BENSON y DUN |
| Trilobites | <i>Cummingella</i> sp. <i>Eocyphirium?</i> 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 (23). Calizas de Valdelascasas. Carbonífero inferior. Tournesiense superior-Viseense superior

Afloran en el flanco N del Siniforme de la Sierra de S. Pedro 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 gradual con la formación suprayacente.

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 clásticos de tonos negras, 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 granstones o packstones en el tercio superior. Contienen restos de Braquiópodos, Gasterópodos, Crinoideos y probablemente otros equinodermos (fragmentos monocrystalinos de gran tamaño, la mayoría soldados o suturados y radiolas o púas) fragmento 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 la Hoja de Alcuéscar, unos 700 m al E de la Casa de Los Terrones de Abajo, que dio las siguientes formas:

| | |
|--------------------|---|
| Rugosos solitarios | <i>Sipronophyllia</i> cf. <i>sibiyi</i> SEMENOFF <i>Bradyphyllum rotiphylloides</i> POTY <i>Caninia</i> aff. <i>cornucopiae</i> MICHELIN <i>Amplexus coralloides</i> SOWERBY |
| Braquiópodos | <i>Brachythryvididae</i> indet |

Braquiópodos Brachythryrididae indet

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

En esta Hoja, 1 Km al NE del Cortijo de la Grana de los Angeles se recolectaron los siguientes fósiles.

Macrofauna Rugosos solitarios *Fasciculophyllum* sp.
 Ufimia? aff. *mackowski* 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. Pizarras verdes y grises (24). Carbonífero superior. Vissenense medio-superior

Afloran muy mal, al N del Cortijo de la Grana de los Angeles, sobre las calizas del tramo anteriormente descrito y en posición concordante con ellas

La sucesión se inicia con pizarras de tonos grises y verdes y contenido algo carbonatado que tienen intercalaciones de niveles de calizas con restos de crinoideos y capas cineríticas amarillentas continuando con pizarras oscuras y verdes en una serie de gran monotonía. No se conoce la potencia de esta formación (se desconoce el techo de la misma) aunque el tramo aflorante no sería inferior a los 200 m.

Al microscopio las pizarras aparecen formadas por clastos finos y angulosos de cuarzo, en una matriz micácea poco recristalizada y algo orientada. Aparecen también numerosos fragmentos de micas detriticas de mayor tamaño que los de la matriz.

Las cineritas, al microscopio, corresponden a un "tuff" queratofídico con bastante apatito y con cristales microlíticos de plagioclasas y feldespatos flotando en una mesostasis de naturaleza cuarzofeldespática silícea con abundantes minerales arcillosos.

No se tienen determinaciones faunística de esta formación, pero se puede equiparar a otra de características litológicas semejantes ubicada en el Sinclinal de Cáceres en la que BOCHMANN (1956) encontró fósiles que atribuye al Carbonífero inferior.

1.2.4.4. Conglomerados, arenas y pizarras (25). Carbonífero superior

Se detecta en el flanco N de la Sierra de S. Pedro, en un afloramiento de reducidas dimensiones y mala observación (menos de 1 Km²) en las inmediaciones del Cortijo Juan Ramos. Estos depósitos adquieren mayor importancia en la contigua Hoja de Alcuéscar donde se hace una descripción exhaustiva de los mismos.

Se trata de un conglomerado poligénico heterogranular en el que disminuyen los tamaños de los cantos de muro a techo; la matriz es areniscoso-pizarrosa aunque a veces el esqueleto es quebrantado; los cantos son principalmente cuarcíticos aunque hay materiales de todos los tipos de rocas infrayacentes como pizarras, arenas, vulcanitas, calizas etc. Hacia la parte basal (inmediata a la discordancia) están poco evolucionados y el tamaño puede llegar a los 50 cm; dentro ya de la formación predominan las arenas siendo en general el constituyente más escaso las pizarras.

Al microscopio, las arenas tienen granos muy pequeños de cuarzo, subangulosos y a veces algo aplanos 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 frecuente encontrar fragmentos detriticos de moscovita y cloritas. La matriz es microgranulada, poco orientada y formada por cuarzo y sericitas entremezclados. Los accesorios son opacos, circón y turmalinas detriticas.

Estos materiales tienen aquí una potencia de unos 50 m. Se interpretan (considerando las observaciones realizadas en el Hoja de Alcuéscar) 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 enraízan (lo cual genera una megasecuencia positiva). Puede existir algún tipo de relación con ambientes subacuáticos (marino-someros).

Se atribuyen al Carbonífero superior BOCHMANN (1956) basándose en flora estableció una edad Westfaliense; FONOLLA in PINEDA et al. (1980) en base a asociaciones esporo-polínicas en lechos pizarrosos establece una edad Estefaniense B medio a Estefaniense C.

1.3 CENOZOICO

1.3.1. Plio-Pleistoceno

1.3.1.1. Coluviones antiguos (26). Raña I (27 y 28). Raña II (29, 30). Plioceno a Pleistoceno.

Los depósitos de edad Plio-Cuaternaria se encuentran bien representados en el área que cubre la Hoja nº728. Se trata, fundamentalmente, de afloramientos de Raña (s.str.), a los que hemos denominado Raña I para diferenciarlos de materiales con litofacies semejantes y que son sólo claramente diferenciables en base a criterios geomorfológicos y cuando la secuencia de episodios aparece completa. Los materiales de la Raña I responden a un único episodio de aluvionamiento cuyos afloramientos han sido separados en virtud de corresponder a zonas de cabecera de abanicos (27), preservados en los contrafuertes de las sierras, o a depósitos más distales de los abanicos de la Raña I (28), conservados como mesas aisladas por la disección de la red de drenaje y con una suave pendiente hacia el sur o suroeste. La coalescencia de estos abanicos aluviales planos, cuya área madre fundamental de los aportes es el Sinfo de la Sierra de San Pedro, debió tapizar gran extensión del paleovalle excavado en los afloramientos de materiales del Grupo Domo Extremeño entre el Cabalgamiento del Cerro del Santo y la Falla del Águila. Los restos del pedimento infrayacente a la Raña I que se localizan hacia la Dehesa de Perodosma son testigos de su primitiva extensión aún hasta allí donde la erosión ha desmantelado los depósitos. Cabeceras de abanicos de la Raña I se conservan también sobre el Domo Extremeño aflorante en el Anticlinal de Malanda y al N de la Sierra de San Pedro, en la esquina nororiental de la Hoja. Su aparición al sur, en el área del Sinfo de La Codosera - Puebla de Obando que pertenece a la Hoja nº728, es sólo testimonial.

Los depósitos de la Raña I están formados por conglomerados oligomicticos, clastosostenidos, de color rojo-ocre y una potencia media de 3 - 4 m, menor hacia las cabeceras de los abanicos. Los clastos son de tamaño centimétrico a decimétrico y la granulometría es mayor en los afloramientos proximales (27) que en los distales (28). Son principalmente cantos subangulosos a subredondeados de cuarcita, junto con fragmentos angulosos de venas de cuarzo blanco y más escasos y redondeados de pizarra. Los cantos de cuarcita presentan una intensa alteración con 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, fluvitorrencial en MUÑOZ y ASENSIO (1975) y MUÑOZ (1976) y según un sistema de canales tipo "braided" en MOLINA (1975).

Por debajo del depósito, el sustrato aparece intensamente alterado, adquiriendo una fuerte coloración 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, desilicificación, liberación de Fe y su precipitación como goethita y hematites. Frente a las hipótesis iniciales (VIDAL BOX, 1944; HERNÁNDEZ-PACHECO, 1949) que asumían unas condiciones paleoclimáticas áridas o semiáridas, la tendencia actual supone que la formación de la Raña tiene lugar bajo un clima estacional "no necesariamente árido" (MOLINA, 1975) o directamente relacionado con el primer pluvial villafranquieno correlacionable con la primera crisis climática fresca e incluso rígorosamente fría en las montañas (MUÑOZ, 1976).

Un 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 iluvación, y hacia su base destacan rasgos hidromórficos tales como bandeados horizontales de coloración blanco-gris relacionados con procesos de lavado asociados a las fluctuaciones del nivel freático. Las características edafológicas de los suelos desarrollados llevan a ESPEJO (1978) a sugerir la influencia de episodios climáticos cálidos y húmedos en su formación.

Por debajo de la Raña I aparece un nivel de aluvionamiento que hemos denominado Raña II. Forma cabeceras de abanicos aluviales (29) junto a los relieves de las sierras, donde a veces es difícil diferenciarlos de los de la Raña I, mientras que en las proximidades del Río Zapotón presenta un encajamiento a -40 ó -50 m de la Raña I. En esta zona los afloramientos de Raña II (30) de 3 a 4 m de potencia, tienen un carácter más distal o posiblemente corresponden a un depósito de terraza.

Los materiales del nivel inferior de Raña o Raña II presentan una litofacies que recuerda a la de los superiores, si bien, sobre todo en áreas distales, son más evolucionados y las características fluviales están más acusadas. Se trata de lechos de conglomerados cuarcíticos granosostenidos, pasadas limosas y barras arenosas de color rojo-ocre que presentan estratificaciones cruzadas y paleocanales con relleno. Los cantos son menos angulosos y tienden a tener menor tamaño que los del episodio anterior y pueden ser en buena medida removilizados del nivel superior (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1949); la fracción arenosa es de naturaleza arcósica en las cercanías de el Batolito de Alburquerque. Las alteraciones y rasgos de hidromorfismo son semejantes a los ya descritos para la Raña más antigua.

Los coluviones antiguos (26) se hallan principalmente orlando los relieves de las sierras cuarcíticas. Constituyen la articulación entre estos resalte y los abanicos aluviales de la Raña I y posiblemente también con la Raña inferior o Raña II. Cuando se sitúan entre ambos niveles sus relaciones cronológicas son inciertas. Están compuestos por un conglomerado granosostenido de cantos cuarcíticos decimétricos, angulosos, en una matriz de arenas y limos en el que los procesos hidromórficos posteriores han sido muy intensos; los 2 - 3 m superiores han estado sujetos a un intenso lavado, la iluvación 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 nivellitos grises paralelos a la pendiente.

1.3.2. Pleistoceno

1.3.2.1. Coluviones (31). Glacis (32). Terrazas altas (33). Terrazas bajas y Fondos de valle colgados (34).

En algunas vertientes se encuentran coluviones (31), conectando con el fondo de los valles, o como derrubios de los niveles de Raña. Se trata de recubrimientos de conglomerados, arenas y limos poco compactados, que pueden remediar el aspecto de las rañas. Relacionados con los afluentes del Río Zapatón se localizan algunos afloramientos pardo-rojizos poco compactados de arenas y limos con cantes cuarcíticos. Se trata de glacis de derrubios (32), de mayor pendiente que las rañas, relacionados con el encajamiento de la red de drenaje. En los cauces principales se desarrolla un sistema de terrazas fluviales colgadas, llegándose a contar cinco niveles empantanados con el encajamiento del Río Zapatón. Estos han sido agrupados en terrazas altas (33), que comprende los tres niveles superiores (+5 a +15 m) y terrazas bajas y fondos de valle colgados (34) entre +1 y +5 m, que comprende los dos más modernos y los fondos de valle que quedan colgados a la altura de estas terrazas. Los materiales son conglomerados de cantes cuarcíticos redondeados, arenas y limos de tonos pardos. En el área del Rivera del Sansustre 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 (35). Abanicos aluviales (36). Fondos de valle (37).

Los depósitos de ladera más recientes están constituidos por las pedrizas (35), pedreras o canchales. Se trata de lenguas de brechas cuarcíticas heterométricas, carentes de matriz, que se localizan directamente junto a las barras de cuarcitas ordovicicas intensamente diaclasadas de las que se nutren, llegan a cubrir depósitos coluvionares o confluyen en los conos de recepción de los torrentes. Su origen ha sido explicado como debido al efecto de procesos crioclásticos durante períodos de condiciones periglaciares. Los Fondos de valle (37) están constituidos por limos, arenas y conglomerados. En la confluencia de los torrentes con los ríos principales es frecuente que se formen pequeños abanicos aluviales (36) por la pérdida brusca de energía.

2. TECTÓNICA

La presente Hoja, al igual que sus vecinas de Alcuescar (729), 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 LOTZE (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 resulta espectacularmente clara a la altura del Km 12'6 de la Carretera Comarcal 521 entre Aliseda y Villar del Rey.

Deformación Prehercínica

La ausencia generalizada de buenos afloramientos continuados en las áreas en que afloran estos materiales impiden un reconocimiento continuado de los mismos, por lo que las observaciones no son en general de suficiente calidad como para apreciar la deformación previa a la Hercínica que han sufrido estos materiales. Tampoco se ha conseguido establecer con claridad como se manifiesta la propia deformación Hercínica, y al respecto, solo mencionaremos algunos hechos significativos:

- La gran mayoría de buzamientos estratigráficos de los materiales precámbricos se encuentran muy próximos a la vertical y su orientación es paralela a los de las estructuras sinformales Hercínicas.

- La esquistosidad (S_1) es por lo general difícil de apreciar, dando la impresión de que tal como sucede en otra localidades de la Zona Centroibérica, Hojas de Villarta (734) y El Robledo (735), se paraliza a la estratificación. Una notable excepción puede observarse en el interior del Anticlinal de Malanda (Sierra del Horno), a la altura del Km 27 de la Carretera Nacional 523, donde S_0 y S_1 son ortogonales siendo ambas superficies verticales, lo que identifica con claridad la presencia de una deformación previa.

- El gran apretamiento que muestran algunos pliegues menores distribuidos por toda la zona y que produce la confusión entre flancos con afloramientos aislados.

- La presencia de bandas de orientación WNW-ESE en las que abundan los pliegues de ejes curvos, con grado de apretamiento alto, e inclinación variable pero con esquistosidad de dirección Hercínica asociada como muy bien puede observarse a lo largo del Arroyo de las Murias en el NW de la Hoja.

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, vendiemenses y vénido-cámbrios hay al menos una leve deformación Intraprecámbrica, 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 S. Pedro y al menos para el flanco N del Sinforme de la Codosera en base a argumentos estratigráficos, sedimentológicos y estructurales.

La principal característica de la etapa distensiva es la existencia de fallas lísticas, horizontalizadas en profundidad y con dirección NW-SE, separadas por otras de transferencia ortogonales a ellas y con movimiento dextrógiro en la misma etapa, que producen en conjunto cuencas comparti-

mentadas que se rellenan de materiales sintectónicos. Esta macroestructura va acompañada de todo tipo de estructuras menores asociadas, fundamentalmente del tipo "Roll-over" (WERNICKE y BURCHFIEL, 1982) con fracturas asociadas en el lábilo descendente y "Relay structures" (LARSEN, 1988) en el autóctono.

Como fallas distensivas más importantes se tienen la de Valtrujillo (Fig.1), en la zona NW que muestra claramente su carácter lístrico, pues si a los materiales más bajos del Devónico superior (Fms. 13 14 y 15) los corta con un ángulo de 60°, mas al W, al descender en la serie se horizontaliza a nivel de las pizarras silúricas; otra estructura lística importante es la Falla de Coscojal en la zona NE que se encuentra relacionada con la anterior por la Falla transferente de Palomares.

Otras fracturas distensivas son la Falla de Malanda que rodea el anticinal precámbrico del mismo nombre por la zona E (Hoja de Alcuéscar) y N y la Falla del Gaitán en el borde SW del Sinforme de S. Pedro; es posible que ambas se encuentren relacionadas con la Falla de Coscojal, aunque la deformación posterior impide reconocer si se trata de una única fractura, rota posteriormente, o varias asociadas.

Al S de la Hoja existe también una gran estructura distensiva que aparece en el contacto entre los materiales ordovícicos y devónicos del Sinforme de La Codosera; se trata de una amplia zona de fractura que incluso puede englobar materiales precámbricos formando una estructura caótica de características más dúctiles que las que se observan en la Sierra de S. Pedro. Esta estructura se puede observar claramente en la Carretera Nacional 523 (Cáceres-Badajoz) en el Km 27'5 y en la Carretera Comarcal 521 entre Aliseda y Villar del Rey en el Km 27'7 siendo este último caso el que muestra las características más claras; en este sentido esta fractura se interpreta como la evolución en profundidad de las estructuras más frágiles observables en el Sinforme de la Sierra de S. Pedro.

Etapa compresiva Hercínica

Esta deformación afecta a los materiales precámbricos y precarboníferos superiores de la Hoja. En los paleozoicos produce dos grandes estructuras sinformales, la de la Sierra de S. Pedro al N y la de La Codosera al S, con el pequeño sindinal de Sierra Magdalena en posición intermedia. Estas grandes estructuras se encuentran condicionadas en su formación por la estructura distensiva previa, por lo que el desarrollo de pliegues y fallas compresivas es algo complejo como se verá en la descripción secuenciada que se realiza a continuación.

Las primeras estructuras compresivas que se forman son fracturas asociadas a fenómenos de "Inversión Tectónica" tales como "Inversión roll-over" de GIBBS (1987) como sucede en el borde NE de la Hoja con los cabalgamientos que cortan a la Falla de Coscojal. Asimismo, aunque difícil de asegurar, muchas de las superficies de fractura distensiva, deben reactivarse y propagarse más allá de su "tip line" distensivo (Falla de Coscojal entre otras).

El comienzo del plegamiento, no solamente produce pliegues sino que asociados a ellos se producen despegues (en las pizarras silúricas y en uno y otro flanco del Sinforme de la Sierra de S. Pedro) con movimientos opuestos, que indican un juego asociado a fenómenos de "Flexural slip", RAMSAY (1967). La horizontalización de la Falla de Valtrujillo a este nivel (pizarras silúricas)

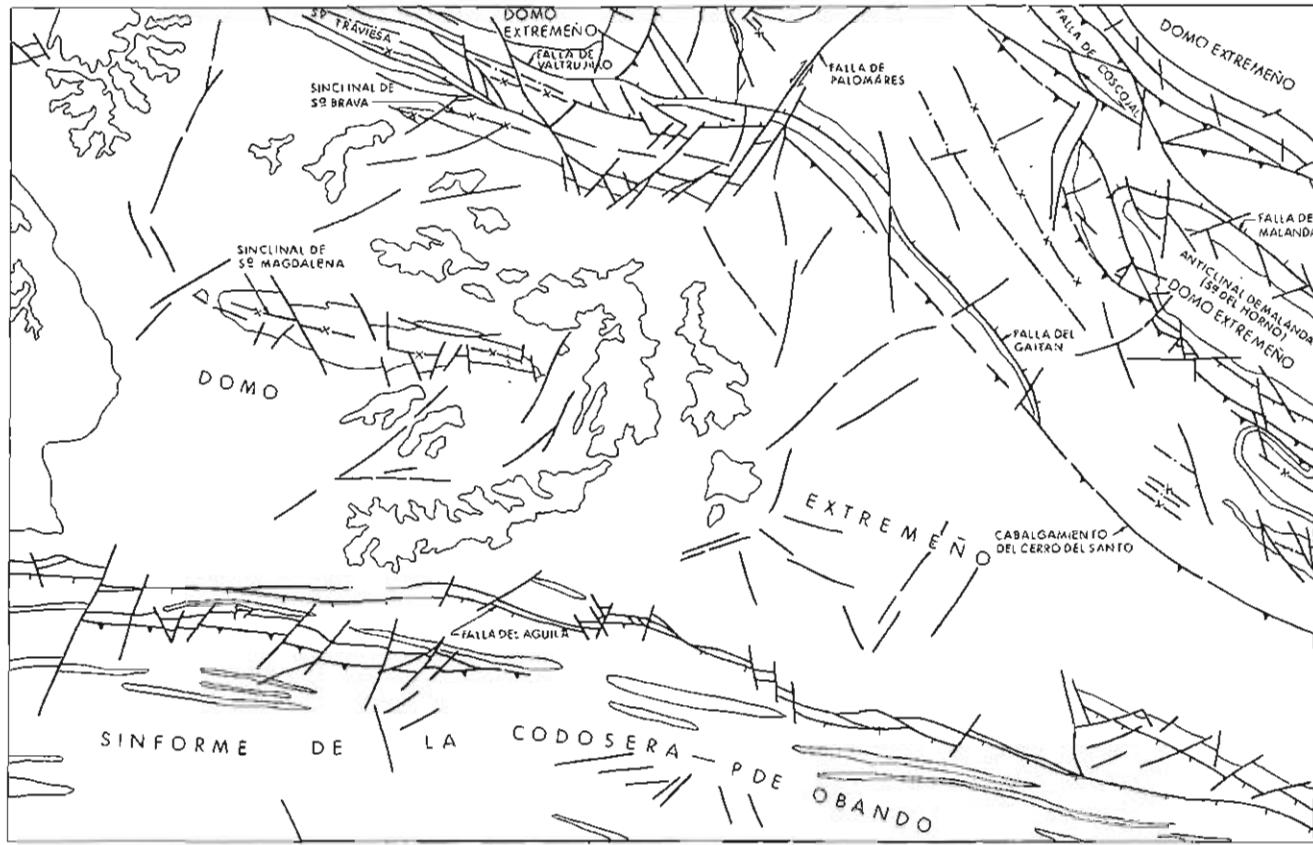


Fig.1. Mapa Tectónico.

produce un excelente motivo para que este horizonte se haya despegado en las primeras fases de apretamiento, pero su movimiento más importante se encuentra asociado al apretamiento del Sinforme al N de la Falla de Palomares; precisamente esta fractura ha debido invertir su juego en esta fase pues hay una notable diferencia en el plegamiento tanto al N (Hoja 703 Arroyo de la Luz) como al S de la misma (la inversión en el juego es claramente visible en la terminación oriental del Sinclinal de Sierra Magdalena); al N de la transferente (Hoja 703 Arroyo de la Luz) hay un gran sinclinal separado de un pliegue menor (Sinclinal de Sierra Traviesa) por una amplia zona anticlinal precámbrica, mientras al S existe un amplio anticlinal precámbrico central (Anticlinal de Malanda) con sинформes a los lados; el sинформe situado al S, muestra un par sinclinal-anticlinal probablemente separados entre si por cabalgamientos, cosa difícil de precisar sobre todo debido a la falta de datos de edad; el anticlinal central pliega a la Falla distensiva lo que se puede compulsar en el corte de la Carretera Nacional 523 entre Cáceres y Badajoz a la altura de los Km 25 y 27'5.

Respecto al Sinclinal de La Codosera (S de la Hoja) su estructura compresiva es más sencilla (dada la monotonía de sus materiales), produciéndose el plegamiento de la falla distensiva tal como se observa en el km 27'7 de la Carretera Comarcal 521 entre Aliseda y Villar del Rey.

La formación de macro y micropliegues interactúa con los movimientos finales de despegue y cabalgamiento, existiendo una relación entre ambos de tal manera que en el interior del sинформe 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 NW-SE de las estructuras reactivadas previas y se trata, por lo general, de pliegues no vergentes con el plano axial vertical NW-SE y cuyos ejes suelen variar de inclinación según efectos de zócalo (Anticlinal de Malanda), con excepción de las inmediaciones de la Falla de Palomares, donde el ángulo de inversión (opuesto en ambos lados) supera los 45°. El estilo general de los pliegues referido al paleozoico de la Sierra de S. Pedro es de tipo concéntrico con escasa presencia de la esquistosidad (que solo aparece localmente en los niveles más pizarrosos), sin embargo en los pliegues de Sierra Brava y Sierra Magdalena se evidencia un fuerte apretamiento, con flancos verticalizados, lo que en el Sinforme de La Codosera alcanza el grado de pliegues similares siendo la esquistosidad mucho más penetrativa. En los materiales precámbricos, previamente deformados, se han visto pocos pliegues y la morfología de los mismos puede encuadrarse en los tipos E3-F3 de HULESTON (1973a) con ángulo entre los flancos entre 40 y 60°.

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-pelíticos es del tipo "slate cleavaje" y en los materiales arenosos o grauváquicos es del tipo "rouge cleavaje", BASTIDA (1981).

La falta de pliegues transversales a las estructuras principales que nos muestren la evolución profunda de los pliegues y cabalgamientos nos impide conocer la geometría de los cabalgamientos y si se trata de fracturas distensivas rejugadas o no.

En la etapa final de apretamiento de los pliegues o incluso después de concluir este, se producen nuevas fallas inversas, esta vez de fuerte ángulo, que en el flanco S de la Sierra de San Pedro cabalgan hacia el N, pero que en el flanco N no tienen un juego claro; estas estructuras cortan

claramente a los pliegues como sucede en la zona de Sierra Brava donde separan un pliegue menor de la estructura principal.

Fracturación y otras deformaciones

En esta Hoja es evidente la cizalla frágil que constituye el borde NE del Sinfo de la Sierra de S. Pedro y que se continua en las Hojas contiguas de Arroyo de La Luz y Alcuéscar; como se indica en la memoria de esta última, esta cizalla de carácter levógiro guarda una importante relación con los depósitos volcánicos del Carbonífero superior.

Localmente y solo en los materiales precámbricos se ha observado alguna crenulación con dirección 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 tardihérzinica que produce fallas de extensión N-S a NE-SW 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 726 Pino de Valencia, 727 Alburquerque, 750 Gallina y 751 Villar del Rey) donde cortan a direcciones NW-SE aumentando el desplazamiento dextrógiro lateral de los materiales a los que afectan y dando lugar a una geometría típica de "dominó" ó "bookshelf", SANDERSON et al. (1990), todo ello sugiere un prolongado efecto de cizallamiento senexial 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 Extremeño (Alcudiense inferior) podría corresponder tanto a movimientos cadomienenses como a movimientos preordovícicos (Sárdicos), dando que en el área que nos ocupa no existen materiales de edad Véndica, ni Véndica-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 (17 y 18) 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 (Hoja de Alcuéscar) deben ser de esta edad ya que al SW de esta formación hay una gran acumulación de conglomerados

de cantos grandes de arenisca, 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 geomorfológico el relieve comprendido en la Hoja nº 728, Puebla de Obando, puede ser dividido en tres unidades marcadas por el distinto comportamiento reológico de las litologías del sustrato y por tanto coincidentes con las grandes unidades estructurales geológicas: Las sierras cuarcíticas de los Sinformes de San Pedro y de La Codosera - Puebla de Obando, que se alzan en el tercio nororiental y el margen meridional de la Hoja, respectivamente, más el pequeño inselberg de Sierra Magdalena. Entre estas estructuras afloran los materiales esquistosos del Grupo Domo Extremeño, de relieve más suave y donde destacan cerros testigo coronados por depósitos de Raña (s.str. o Raña I). Materiales del Domo Extremeño afloran también en el interior de la Sierra de San Pedro, en el Anticlinal de Malanda y al norte de la sierra. Hacia la zona centro-occidental del área aparecen con una extensión limitada los granitos de dos micas del Batolito de Alburquerque.

3.1. SINFORMES DE LA SIERRA DE SAN PEDRO Y LA CODOSERA-PUEBLA DE OBANDO. SIERRA MAGDALENA

Los fuertes relieves de los sinformes de la Sierra de San Pedro y La Codosera - Puebla de Obando (pendientes superiores al 15%) están marcados por el resalte morfológico de los crestones de cuarcitas ordovícicas, de direcciones hercínicas NO - SE. Las mayores altitudes se localizan en torno a los 550 m (Cerro de Valderrosao 559 m, Cerro Esparraguel 541 m, Puerto de Navaca 534 m), aunque son más frecuentes las cotas entre 470 y 500 m. La alineación de cumbres no es manifiesta y resulta difícil señalar una isoaltitud herencia de la superficie poligénica inicial. Las laderas están tapizadas por los coluviones antiguos que articulan con las cabeceras de la Raña I, estabilizando pendientes entre el 8 y el 15%. En algunos valles intramontanos es posible encontrar depósitos proximales de Rañas I ó II, de problemática diferenciación, o retazos de superficies correspondientes al pedimento infrayacente a las rañas. Algunas veces estos afloramientos conservan la morfología de pequeñas cubetas todavía no alterada por la disección de los cursos actuales. Estos depósitos de cabecera presentan pendientes en torno al 3%, estando la Raña I localizada entre los 420 y los 360 m, mientras que la Raña II baja desde los 360 hasta los 320 m aproximadamente, es decir, con una diferencia de nivel de unos 50 m.

El sinclinal de Sierra Magdalena, una estrecha estructura de orientación E - O, forma un pequeño inselberg de cota máxima 489 m (Sierra de Las Palomas), enclavado en el centro de los afloramientos del Domo Extremeño.

La red hidrográfica que drena estas áreas está fuertemente controlada por la estructura, con largos cursos subsecuentes, sin embargo los principales colectores cortan las alineaciones con direcciones bastante norteadas. Casi toda la red drena hacia el Río Guadiana, mientras que la divisoria con la cuenca del Tajo se sitúa en los últimos relieves al norte de la Sierra de San Pedro.

3.2. DOMO EXTREMEÑO

Las grauvacas y pelitas del Grupo Domo Extremeño afloran principalmente en una extensa franja central de la Hoja, de dirección ONO - ESE. Sobre ellas se haya excavada una primera superficie de erosión aproximadamente a -100 m de las cumbres de las sierras circundantes. Esta superficie, que podemos correlacionar con la Penillanura Cacereña, se encuentra fosilizada por los depósitos distales de la Raña I y localmente aparece exhumada y muy degradada; los principales afloramientos son las Rañas o Llanas de Hoyas Judías, de Palomas y del Puntal. Considerando despreciable la potencia de la Raña, esta superficie estaba suavemente inclinada hacia el SSO, desde los 380 m que alcanza en los contrafuertes de la Sierra de San Pedro hasta los 340 m en el borde SW del paleovalle. La articulación de este peneplano con las sierras se produce mediante la superficie recubierta por los depósitos proximales de la Raña I. Unos 40 - 50 m por debajo de esta superficie se encuentran los depósitos de la Raña II y los restos del pedimento subyacente; su distribución delimita dos áreas deprimidas principales: Un surco N - S (cotas 330 y 290 m respectivamente) relacionado con el antiguo Río Zapatón, y una cuenca comprendida entre los ríos Rivera de Castellanos, Rivera del Gavilán y Arroyo del Castaño (cotas de 360 a 320m), con desagüe restringido a lo largo del primitivo Rivera del Sansustre hacia el Río Zapatón. Las otras zonas deprimidas donde aflora el Domo Extremeño también conservan restos de superficies y/o materiales relacionados con las rañas.

Por debajo de la paleotopografía del Plio-Pleistoceno es posible encontrar algunas superficies de baja pendiente (en torno al 3%), glacis con recubrimientos, que conectan morfológicamente las rañas con las terrazas de los valles. Sin embargo estas superficies no constituye una bajada generalizada, sino que más bien deben representar laderas internas de meandros durante el proceso de encajamiento.

En relación con los principales colectores (Río Zapatón, Rivera de Sansustre, Rivera de Castellanos, Rivera del Gavilán, Rivera del Castaño), aparece un sistema de terrazas aluviales cuya secuencia completa consta de tres niveles de terrazas altas, entre +5 y +15 m y dos niveles de terrazas bajas, poco colgadas, por debajo de +5 m.

La Red hidrográfica está profundamente encajada en los blandos materiales del Domo Extremeño (el Río Zapatón a -90 m de la superficie culminante de la Raña I). El sentido general del drenaje es hacia el sur y el oeste, igual que lo hacía la red Plio-Pleistocena. En algunos casos (Río Zapatón, Rivera del Castaño) se observa una clara tendencia a discurrir con dirección N - S sobre los materiales esquistosos para luego girar hacia el oeste, flanqueando por el norte los resalte duros de las sierras, por lo que habría que considerar la posibilidad de un suave basculamiento regional hacia el sur, ya apuntado en LÓPEZ DÍAZ et al. (in press).

3.3. BATOLITO DE ALBURQUERQUE

Los granitos del Batolito de Alburquerque sólo afloran marginalmente al oeste de la Hoja. Conserva algunos depósitos de Raña I en las cumbres de dirección N - S de Los Brizos (cotas en torno a 350 m). Estas rañas fosilizan en este punto la superficie de arrasamiento que se extiende ampliamente sobre el batolito más hacia el oeste. Rasgos típicos del modelado en granitos, como los berrocales, tienen poco desarrollo en el área de la Hoja. La red de drenaje, debido a la

mayor resistencia a la erosión de estos materiales, está poco desarrollada, manifestando el Río Zapatón una tendencia a encajarse flanqueando los granitos.

3.4. SÍNTESIS EVOLUTIVA DEL RELIEVE

La evolución geomorfológica del relieve de la Hoja nº 728 está marcada por la sucesión de varios episodios de peneplanización y de reactivación. El final del primer ciclo morfogenético, el arrasamiento generalizado del edificio orogénico hercínico tiene lugar durante el Mesozoico, prolongándose hasta el Paleógeno y va acompañado de la progresión en profundidad de un manto de alteración laterítico desarrollado bajo un clima tropical húmedo (Molina et al., 1985). De esta "superficie fundamental de la Meseta" (SOLÉ, 1952) o "superficie inicial" (MARTÍN-SERRANO, 1988) no quedan restos conservados ni una alineación clara de cumbres, por lo que hemos de suponer que quedaba por encima de los 470 - 550 m que alcanzan las cotas actuales. El desarrollo de un regolito de potencia importante 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 e incluso graníticos, resultando un paisaje de vallonadas o llanuras e inselbergs longitudinales, siguiendo las estructuras hercínicas.

Sobre esta paleotopografía se va a depositar la Raña más elevada, posiblemente con un carácter erosivo en sus zonas proximales, por el retroceso paralelo de laderas. El sistema fluvial que depositó esta Raña drenaba toda la superficie del paleovalle entre los sinformes de Sierra de San Pedro y La Codosera - Puebla de Obando con sentido hacia el suroeste, hacia el Guadiana atlántico. A partir de este momento van a dominar los procesos de rejuvenecimiento del paisaje, comenzando a ser efectivo el encajamiento de la red hidrográfica y el relieve por encima de la Raña queda descolgado de la morfogénesis, salvo las laderas cubiertas por pedrizas, de movilidad actual o subactual.

El encajamiento de la red de drenaje es paralelo a la evolución de su definición hacia el sistema actual; así los depósitos y la superficie erosiva bajo la que hemos denominado Raña II se hayan restringidos al surco N - S sobre el Río Zapatón y al área de confluencia de los Rivera de Sansustre, Rivera del Gavilán, Rivera de Castellanos y Rivera del Castaño. Más constreñidos aún a las márgenes de los ríos actuales, el escalonamiento de las terrazas cuaternarias son herencia de un pasado cercano más húmedo que en la actualidad.

4. PETROLOGÍA

4.1. ROCAS ÍGNEAS

4.1.1 Batolito de Alburquerque

En esta Hoja aflora una pequeña extensión del extremo más oriental del alargado Macizo de Nisa-Alburquerque, que está localizado a su vez en el extremo noroccidental de la alineación plutónica Nisa-Alburquerque-Pedroches. Es un cuerpo de composición granítica (s.str.) constituido principalmente por un granito de dos micas con variaciones texturales en función del tamaño de grano, SIMÓN (1986).

Morfológicamente, para la parte aquí aflorante, no tiene grandes contrastes de relieve respecto a los materiales precámbricos encajantes. Los afloramientos se presentan como grandes berrocales, meteorizados y alterados en disyunción bolar.

En esta Hoja se han diferenciado dos facies, una mayoritaria que es un granito porfídico de dos micas y otra, mucho más reducida, de un granito de grano medio de dos micas, variación textural de la anterior. El macizo lleva asociado un cortejo filoniano de aplitas y cuarzo.

Este plutón es intrusivo sobre los materiales esquistoso-grauváquicos del Precámbrico, con contactos netos y de carácter discordante. Al ser las diferencias entre las facies pequeñas, el contacto entre ellas es gradual. En lo que respecta a las estructuras del flujo se observa únicamente una disposición planar de los megacristales feldespáticos subparalela al contacto con el encajante. Un análisis estructural de SIMÓN (op.cit) muestra (para la parte española del batolito) varios sistemas de fracturas y zonas cataclásicas en la aureola del metamorfismo de contacto; este autor concluye estableciendo para el batolito una estructura general de "cúpula granítica".

El emplazamiento se produce en un área de débil metamorfismo regional (epizona) desarrollando en los materiales encajantes una amplia aureola de metamorfismo de contacto de 0'5 a 2 km de amplitud.

Trabajos recientes en la parte española del batolito, de CAMPOS et al. (1990), basados en el análisis de varios perfiles gravimétricos, muestran en profundidad un cuerpo irregular, la parte del cuerpo inmersa por debajo del macizo aflorante alcanza los 7000 m; la otra parte, que se sitúa 1700 m por debajo del Sinclinal de La Codosera, resulta tentador suponerla desplazada de la primera por un importante accidente (¿falla extensional?) que hunde el bloque S unos 1000 m.

En función de las relaciones estructurales puede considerarse un granito tardicinemático respecto a la Orogenia Hercínica. La edad absoluta de acuerdo con MÉNDES (1968) por el método Rb-Sr en biotita es de 290 ± 8 m.a. Más recientemente PÉNHA y ARRIBAS (1974) dan una edad de 293 ± 10 m.a. por el método K-Ar en biotita y 287 ± 10 m.a. por el mismo método en moscovita.

4.1.1.1 *Granito porfídico de dos micas (2)*

Es la facies más extendida y consiste en un granito porfídico, de grano medio-grueso, con grandes fenocristales de feldespato potásico y dos micas con predominio en general de la biotita sobre la moscovita.

La textura es holocristalina porfídica de grano medio a grueso. Como minerales esenciales tiene cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita; accesarios son cordierita, andalucita, turmalina, círcón, apatito, opacos, sillimanita y esporádicamente corindón; secundarios aparecen clorita y moscovita.

Los cuarzos casi siempre tienen extinción ondulante; los feldespatos son muy porfídicos con grado de pertitización variable y están en mayor proporción que la plagioclasa; estas (plagioclasis) son tabulares, hipidiomorfas y presentan una zonación oscilatoria muy neta, son en general

ácidas (albita-oligoclásica); la biotita es muy abundante y las cordieritas están bien diseminadas o asociadas a enclaves micáceos en los que también puede encontrarse andalucita o sillimanita.

4.1.1.2. Granito de grano medio de dos micas (3)

Es la misma facies anterior en la que han desaparecido los fenocristales de feldespato. Los feldespatos son xenomorfos de tamaño medio a grueso y grado de pertitización variable; las plagioclásas, en las que el contenido en anortita es menor del 20%, son tabulares, hipidiomorfas y poco o nada zonadas y las micas se encuentran siempre asociadas, con un claro predominio de la moscovita sobre la biotita, siendo estas de menor tamaño.

En ocasiones se encuentran facies aplíticas en las que los microfenocristales de cuarzo redondeados y de los dos feldespatos se encuentran en una matriz microgranular de la misma composición y que además contiene pequeñas micas.

4.1.1.3. Geoquímica

Estos materiales corresponden a granitos diferenciados de tendencia alcalina. De acuerdo con observaciones realizadas en las Hojas de Valencia de Alcántara (701), S. Vicente de Alcántara (702) y Alburquerque (727) los contenidos en calcio son muy bajos en relación con los álcalis y los valores absolutos en OCa inferiores al 1%. Este hecho determina que la plagioclasa normativa sea en general muy ácida. Las rocas graníticas químicamente más evolucionadas corresponden según las citadas observaciones a los graníticos aplíticos.

4.2. ROCAS FILONIANAS

4.2.1. Cuarzo

Se han diferenciado, por su importancia cartográfica, solo dos diques de longitud hecto-kilométrica y potencia decamétrica, uno en la Sierra Brava y el otro en el Cerro del Aguilucho en las inmediaciones del Cortijo de Zurro Téllez. Tienen una dirección E-W y están constituidos exclusivamente por cuarzo, frecuentemente con estructura brechoide, observándose cristales fragmentarios de cuarzo anguloso que están rodeados de una mesostasis silícea casi criptocristalina y es frecuente que presenten impregnaciones de óxidos de hierro en proporciones variables.

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 rocas pizarrosas y grauváquicas son:

Cuarzo+sericitita+clorita±albita

Cuarzo+sericitita+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 espontáneas crenulaciones pliegan a estos minerales, pero no se observan ni neoformación ni recristalización sobre los planos de crenulación.

4.3.2. Metamorfismo de contacto

4.3.2.1. Pizarras mosqueadas

La aureola de contacto que se encuentra rodeando a los granitos alcanza las condiciones de grado bajo, en el límite con el medio de Winkler (1974). Los materiales afectados por el metamorfismo térmico son filitas y metagrauvacas del Precámbrico y pizarras y cuarcitas del Ordovícico y Devónico superior que pasan a convertirse en micaesquistos y cuarzoesquistos micáceos que contienen diversos minerales metamórficos. Las asociaciones minerales comunes que se encuentran son:

cuarzo - biotita
cuarzo - biotita - moscovita
cuarzo - biotita - moscovita - plagioclasa
cuarzo - biotita - moscovita - andalucita

Las blastesis minerales en las rocas muy silíceas (meta-grauvacas) son rara vez visibles. Lo más común es que se cristalicen mejor las bandas o láminas biotíticas y que la sericita se convierta en moscovita. A lo más en algunas de ellas, queda casi enmascarado su carácter blastosómítico por recristalizaciones y tiene lugar una blastesis de moscovita tardía más grande que las micas orientadas que forman la roca. En otras existe un recrecimiento suave de los clastos en albita que contienen las metagrauvacas.

En las metapelitas sin embargo tiene lugar una blastesis de moscovita y/o biotita que forman placas de hasta 1 mm, de tamaño máximo, que se presentan, muy oblicuas a la esquistosidad y contienen numerosas inclusiones de cuarzo y ocasionalmente resorción en los bordes. Sobre estas blastesis micáceas cabe añadir que la isograda de la moscovita aparece más cercana al granito que la de la biotita.

El tipo de muestras más intensamente metamorfizado corresponde a unos micaesquistos andaluíticos, que contiene también clastos de moscovita tardía. La andalucita exhibe un grado de sericitación intenso, conservándose sólo muy escasos restos frescos del mineral.

4.3.2.2. Cornubianitas

Es un retazo de pequeñas dimensiones al N del batolito, continuidad de la facies diferenciada con más claridad en la Hoja de Alburquerque, SANTOS GARCÍA et. al. (1978). Está constituida esta facies más próxima al granito por delgadas intercalaciones de corneanas, dentro de pizarras mosaicas con las características anteriormente descritas.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

- Tiempos Precámbrios (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 Cadomense 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 (Área Sur de Salamanca), con la presencia de ortoneises prehercínicos en la Antiforma de Martínamor, 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 (Áreas de Villarta, El Robledo, Almadén, Abenójar, SW 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, Nc 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 terrigena 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 como 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 represión que provoca dicha etapa de deformación.

- Tiempos Ordovícicos, Silúricos y Devónicos

Sobre el irregular paleorrelieve generado por las deformaciones previas y erosión subsiguiente a la etapa de deformación preordovícica se produce la transgresión postcámbrica. GUTIÉRREZ MARCO et al. (1990) agrupan los diversos episodios sedimentarios o megasecuencias que forman el Hiperciclo postcámbrico, en la Zona 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, Alcuéscar 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 (Pidrabuena, Castillblanco, Puente del Arzobispo, Anchuras, Alcuéscar etc) e incluso fluviales o costeras (Herrera del Duque, Villarta, El Robledo, Puebla de Obando etc) a facies de plataforma marina somera próximas al nivel de base 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 cons-

tancia 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 de 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 proceden. 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 (11) y Areniscas ferruginosas y pizarras (12) formando también una unidad tectosedimentaria. Durante el Devónico medio no hay sedimentación en todo el borde S de la Zona Centroibérica, PARDO y GARCÍA-ALCALDE (1984) y durante "parte" del Devónico superior (Frasniense) se producen dos nuevos ciclos, el primero de las cuales está formando por las Fms. Alternancia de cuarcitas y pizarras (13) y Cuarcitas (14) y el segundo por Pizarras y cuarcitas (15) y Cuarcitas (16), también como ciclos "regresivos" o secuencias de somerización equivalentes a las descritas en el Ordovícico. A partir del último ciclo (durante el Frasniano-Fameniano) se produce una etapa distensiva (ver tectónica) con formación de cuencas que se rellenan 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 terrágeos y desarrollo de una comunidad biológica capaz de fijar los carbonatos; durante este período continua 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 S. Pedro, Sinforme de La Codosera, etc); produce la reactivación de parte de las estructuras distensivas (Fallas lísticas 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 relacionada 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 DÍEZ BALDA (1986), Hoja de Guijuelo (528) in litt. En Villarta y El Robledo la segunda fase en una cizalla levógrada 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 granitoides y tiene lugar la fracturación tardihercínica.

Durante el Mesozoico y buena parte del Terciario el área debió estar sometida a un continuado proceso de erosión que algunos autores prolongan hasta el Paleógeno (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1947). Sin embargo, en la superficie que cubre la Hoja nº728 no se conservan restos de ese nivel de arrasamiento que en el área central de Montes de Toledo forma el nivel de cumbres en torno a los 1000 m de altitud y desciende de cota hacia la Sierra de Guadalupe. 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, en las que es visible un fuerte enrojecimiento de los materiales.

La tectónica de bloques alpina produjo más tarde (Paleógeno medio según MOLINA et al., 1985), bajo condiciones más áridas y relictivas, 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 superficie general de la Penillanura Cacereña (GÓMEZ AMELIA, 1985). Este proceso estaría ligado al avance de mantos de alteración de naturaleza montmorillonítica.

Esta segunda superficie quedó fosilizada por los abanicos aluviales de la Raña I. El depósito de las rañas, en tiempos finitercarios a pleistocenos, tuvo seguramente lugar en un clima de tipo mediterráneo húmedo y llevó asociado un proceso de alteración similar al de las series ocres de MARTÍN-SERRANO (1989) en el borde occidental de la Cuenca del Duero. La suave pendiente de estos depósitos hacia el sur y suroeste parece indicar que ya para esta época la red que drenaba la cuenca entre los sinformes de Sierra de San Pedro y de La Codosera - Puebla de Obando desaguaba por donde lo hace actualmente, por el portillo abierto en las cuarcitas ordovícicas entre Sierra de los Bueyes y Cerro de las Minas.

A partir del momento de formación de la Raña I (Raña s.str.) y hasta la actualidad, dominan los procesos de encajamiento de la red fluvial; primero suavemente con los depósitos de abanicos, tal vez de terrazas en torno al primitivo Zapatón, del segundo nivel de Raña y después más acentuados, articulando los depósitos de Raña con los fondos de valle mediante escalones, pequeños glaciares con depósito y finalmente con el encajamiento sucesivo de terrazas

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. MINERÍA

Aunque en las Hojas de los alrededores la minería tiene cierto interés, en ésta, si exceptuamos el indicio de Pirolusita-Antimonita de Puebla de Obando no tiene ninguna otra explotación o indicio que tenga importancia. Realmente sólo hay dos, el citado antes y otro a orillas del río Zapatón, en su desembocadura con la ribera de Sansutre (cerro de la mina) y otro en el Cancho del Cuervo que probablemente sea una construcción humana prehistórica.

El indicio de Puebla de Obando se sitúa cerca del pueblo, al E de la carretera en el paraje llamado El Poleo y consiste en una red de filones de dirección NE-SO de cuarzo con pirolusita y algo de antimonita que encajan en pizarras precámbricas. La existencia de abundante suelo no permite ver más. Comunicaciones personales indican la existencia de una pequeña galería, ahora cegada, y su explotación hasta hace pocos años. No consta en ningún registro.

El indicio del cerro de la mina consiste en cuatro grandes pozos con gran cantidad de escombreras, pero no se encuentra ningún resto mineral que permita saber de qué era.

En cualquier caso, en las escombreras hay alcornoques muy viejos, por lo que pensamos que la explotación es antiquísima.

6.2. CANTERAS

Solo cabe mencionar la existencia de numerosas extracciones locales de pizarras para usos rústicos, aunque todas ellas son de tipo artesanal y limitada importancia.

Como áridos son utilizables las cuarcitas debidamente machacadas, las rocas graníticas, en algún caso los diques de diabasa si no presentan gran alteración (lo que por otra parte sería raro), los derrubios de ladera y las cornubianitas.

Como rocas ornamentales pueden presentar posibilidades interesantes las rocas graníticas.

6.3. HIDROGEOLOGÍA

La red hidrográfica de la presente Hoja la constituye el Río Zapatón que la atraviesa de N a S y su afluente la Rivera del Saltillo o de Sansutre que la cruza de NE a SW.

Desde el punto de vista hidrogeológico cabe diferenciar tres tipos de materiales:

a) Materiales precámbricos y paleozóicos con permeabilidad primaria baja o nula, siendo a través de los planos de diaclasado y fracturación por donde se observa un proceso de infiltración más favorablemente. No obstante, en los niveles superiores de la serie paleozoica la permeabilidad primaria aumenta sensiblemente (dada la litología de tobas y calizas) lo que unido a las características estructurales que presentan en algunos puntos estos sedimentos, hace de ellos los materiales más idóneos para el almacenamiento y alumbramiento de aguas subterráneas.

La captación de aguas en los materiales precámbricos y en los inferiores del paleozoico deberá ser con pozos abiertos y galerías.

b) Materiales graníticos (W de la Hoja), con permeabilidad baja pero con zonas alteradas y fracturadas, que permiten la extracción de aguas subterráneas, siempre con caudales bajos y para usos muy locales.

Las captaciones deberán ser como las anteriores con pozos abiertos y galerías.

c) Materiales terciarios y cuaternarios (aluviales y derrubios de ladera). Las "rañas" por su mayor permeabilidad primaria son los materiales más interesantes para el alumbramiento de aguas subterráneas, no obstante, sus escasas dimensiones hacen que la probabilidad de alumbrar caudales medios sea escasa. Lo mismo se puede decir para los materiales cuaternarios aunque en este caso la disposición de los derrubios nos indica que la posibilidad de alumbramientos de agua de caudales medios sea prácticamente nula.

7. BIBLIOGRAFÍA

ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, J.; FELGUEROSO, 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.; MONTESERIN, V.; ZONAL, F.; PARDO, M.V.; PICART, J.; ROBLES, R.; SANTAMARÍA, J.; Y SOLE, F.J. (1988).- Unidades litoestratigráficas de los materiales Precámbrico-Cámbicos en la mitad suroriental de la Zona Centro-ibérica. II Congr. Gol. de España, SGE, Vol 1, comunicaciones, pp. 19-22.

BASCONES, L.; MARTÍN HERRERO, D. y CORRETGE CASTAÑON, L.G. (1980).- Mapa Geológico de España E. 1:50.000. 2ª Serie. Hoja núm. 676 Membrío IGME.

BASCONES, L.; MARTÍN HERRERO, D. (1978).- Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. 2º 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 maturwiss. Fak Uni. Munster.

BOUYX, E. (1970).- Contribution a l'estude 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 explotación 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.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1986).- El complejo esquisto 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 ductil subhorizontal de la segunda fase hercínica al sur de Salamanca: Engrosamiento y colapso extensional. III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Simposios Tomo 2, 365-374.
- ESPEJO, R. (1978).- Estudio del perfil edáfico y caracterización de las superficies tipo raña del sector Cañamero-Horcajo de los Montes. Tesis doctoral. E.T.S. Ingenieros Agrónomos. 469 pp.
- 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.AD. (1984).- "Structural evolution of extensional basin margins" I Geol. Soc. London. Vol. 141 pp. 609-620.
- GIBBS, A.D. (1987).- Development of extension and mixed-mode sedimentary basins. In Continental Extensional Tectonics (editel By Coward, M.D.; Dewey, J.F. y Hancock, P.L.). Sepc. Publs geol. Soc. Lond. 28, 19-33.
- 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. Paris.
- 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.; GARCIA, A.; PELLTERO, E.; ARRIBAS, A.; RODRÍGUEZ, S. (1975).- Las rocas graníticas de la antiforma de Martinamor (Salamanca, España Central). II Reunión de Geo. Econom. Argentina IV, 227-246.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; SAN JOSE, 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, Berlín, 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 gold 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 tectonik der zentralen Extremadura in Bereich der westlichen Sierra de San Pedro (Spanien). Unveröff. Diss. Math. Naturwiss. Fak. Univ. Münster 145 p.
- LARSEN, P.L. (1988).- "Relay structures in a Lower Permian basement involved extension system, East Greenland". Jour. Struct. Geol. Vol. 10 nº 1 pp. 3-8.
- LIÑAN, E. y PALACIOS, T. (1987).- Asociaciones de pistas fósiles y microorganismos de pared orgánica del Proterozoico, en las facies esquisto-grauváquicos 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. Lab. 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 Anticinal de Navalpino (Zona Centroibérica). Sociedad Geológica de España.
- LÓPEZ DÍAZ, F. (1993b).- Estratigrafía de los materiales anteordovícicos del Anticinal de Navalpino (Zona Centroibérica). Sociedad Geológica de España.
- LÓPEZ DÍAZ, F., MONTESERÍN, V., PINEDA, A., GIL SERRANO, G. y RUBIO PASCUAL, F.J. (in press).- Mapa Geológico de España 1:50.000. 2ª serie MAGNA. Memoria explicativa de la Hoja nº 729 (Alcuéscar). I.T.G.
- LOTZE, F. (1945).- Zur gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. Geol. Forsch., 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.

- MACDOUGAULL BRENCHLEY, P.J.; REBELO, A. y ROMANO, M. (1987).- Fans and fan deltas-pre-cursors to the Armorican Quartzite (Ordovicin) in western Iberia. *Geol. Mag.* 124, 347-359.
- MARTÍN HERRERO, D., BASCONES ALVIRA, L. y CORRETGE CASTAÑON, L.G. (1982).- Mapa Geológico de España E. 1:50.000. 2^a Serie. Hoja nº 703 Arroyo de la Luz. IGME.
- MARTÍN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L. (1978).- Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. 2^a Serie. Hoja num. 702. S. Vicente de Alcántara. IGME.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988).- 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-ESTAUN, A. y GONZÁLEZ LOPEIRO, F. (1992).- Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain. *Geologische Rundschau* 81/2, S45-560. Stuttgart.
- MÉNDRES, F. (1967-1968).- Contribution a l'étude geochronologique par la méthode du strontium, des formations cristallines du Portugal. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Cienc. Univ. Lisboa* 11 pp 3-155.
- 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.
- MUÑOZ, J. (1976).- Los Montes de Toledo. Tesis doctoral. Depto. de Geogr. de la Univ. de Oviedo. Inst. de Geogr. Juan Sebastián Elcano (CSIC). 500 pp.
- MUÑOZ, J. y ASENSIO, I. (1975).- Los depósitos de raña en el borde noroccidental de los Montes de Toledo. *Est. Geogr.*, nº36, pp. 779-806.
- MUTTI, E. (1985).- Turbidite system and relations to depositional sequences in: *Provenance of*

. , arenites (Zuffa editors) NATD ASI Series. Serie C. Mathematical and Physical sciences. Vol. 158 pp. 65-93.

NOZAL MARTÍN, F.; GARCÍA CASAQUERO, J.L. y PICART BOIRA, I. (1988).- Discordancia Intraprecámbrica y series sedimentarias en el sector sur-oriental de los Montes de Toledo. Bol.Geo.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). I.T.G.E., 66 pp.

OLIVE DAVO, A.; MONTESERIN 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, I. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1988).- Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales anteordovícicos en la parte suroriental del autóctono de la Zona Centroibérica. 2º Congreso Geológico de España. Simposio sobre Cinturones orogénicos. Granada pp. 85-89.

PALACIOS, T. (1989).- Microfósiles de pared orgánica del Preterozoico 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. 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 2^a Serie Hoja núm. 756. Herrera del Duque. IGME.

PILE MATEO, E.; ANCOCHEA SOTO, E.; OLIVE DAVO, A y PORTERO GARCÍA, J.M. (1989).- Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2^a Serie. Hoja nº 758 Casas del Río. IGME.

PILE MATEO, E. y NOZAL MARTÍN, f. (1989).- Mapa Geológico de España e. 1:50.000. 2^a Serie. Hoja nº 733 Castilblanco IGME.

PINEDA, A.; GIL SERRANO, G. y MONTESERIN, 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, nº 3, pp. 309-329.
- QUESADA, C. (1991).- Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185 pp. 225-245.
- RAMSAY, J.G. (1967).- *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw Hill Book Co 568 pp.
- 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. (1988).- Nuevos datos sobre la fase de deformación sárdica-Geometría de los pliegues prehercénicos del río Salor (Cáceres). *Geogaceta* nº1. S.G.E.
- RODRÍGUEZ ALONSO (1985).- El Complejo esquisto-grauváquico y el Paleozoico en el Centro-Oeste español. Ediciones Universidad de Salamanca.
- SAN JOSÉ, M.A.; PELÁEZ, J.R.; VILAS, L y HERRANZ, p. (1974).- Las series ordovícicas y preordovícicas del Sector Central de Toledo. *Bol.Inst.Geol.Min.* 85, pp 21-31.
- SAN JOSÉ, M.A.; PIEREN, A.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; VIDAL, L.; HERRANZ, P.; PELÁEZ, J.R. y PEREJON, 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.Geo.Soc.London (in litt.)*.
- SANTOS GARCÍA, J.A. y CASAS RUIZ, J. (1978).- "Mapa geológico de España. E:150.000. 2ª Serie. Hoja num. 727. Alburquerque (no publicada) I.G.M.E.
- SIMON PATRIS (1986).- Etude par Teledetección des Correlations entre Donnes Structurales, Geochemiques et Metallogeniques, exemple du Batholite de Nise-Alburquerque (Espagne). (sin publicar).
- SOLÉ, L. (1952).- *Geografía de España y Portugal. Geografía Física*. Tomo I. Ed. Montaner y Simón. 497 pp.
- SOLDEVILA, J. (1991).- Estudio Geológico-Estructural de las materiales precámbricos y paleozooi-

cos 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.

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 708 Cáceres. I.G.M.E.

VEGAS, R. (1971).- "Precisión sobre el Cámbrico del Centro y S. de España. El problema de la existencia del Cámbrico en el Valle de Alcudia y en las Sierras de Cáceres y N. de Badajoz". Estud.Geol. Vol 27, pp 419-425.

VERGES, J. (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 p.

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

WERNICKE, B. y BURCHFIEL, B.C. (1982).- "Modes of extensional tectonics" Jour.Struct.Geol., Vol.4, nº1, pp. 105-115.

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



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN
Y CIENCIA

ISBN 84-7840-683-2

9 788478 406838