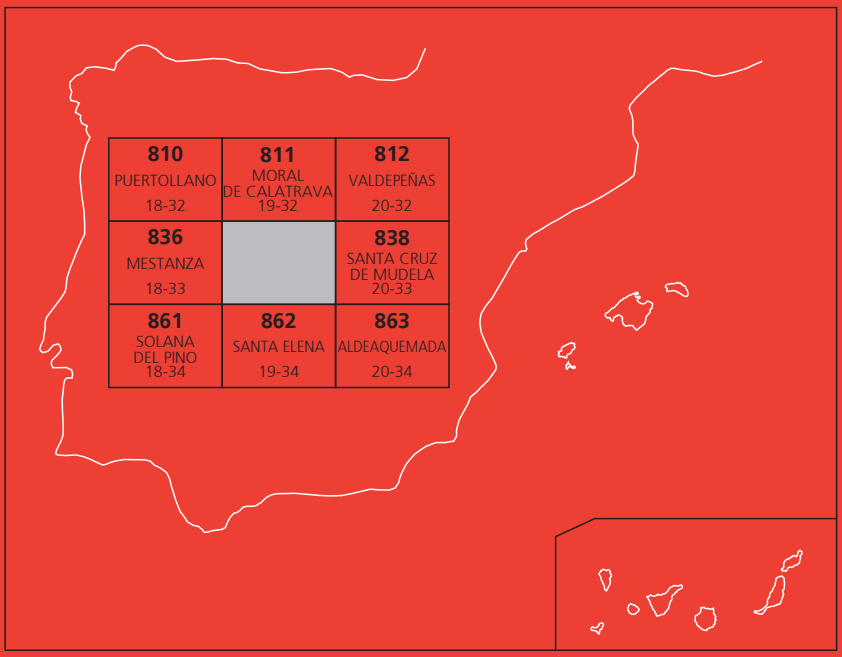
Instituto Geológico
y Minero de España

837
19-33

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



VISO DEL MARQUÉS

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

VISO DEL MARQUÉS

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 728-16-009-3
ISBN: 978-84-9138-010-8
Depósito legal: M-15326-2016

Fotocomposición: Caramap Cartografía S. L.
Impresión: Copysell, S. L.

Las presentes Hoja y Memoria (Viso del Marqués 837), han sido realizadas en una primera versión en 1996 por un equipo de CGS dentro del programa MAGNA, y revisada y modificada posteriormente por un equipo del IGME, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Cartografía y Geológica

- V. Monteserín López (IGME, 2003). Memoria.
- J. J. Navarro Juli (CGS, 1996). Memoria
- F. Palero (MAYASA, 1996).

Cuaternario y Geomorfología

- H. Pascual Muñoz (CGS, 1996). Memoria

Sedimentología

- A. Hernández Samaniego (CGS)
- C. Dabrio (UCM)

Paleontología

- J. C. Gutiérrez-Marco (CSIC). Macropaleontología
- G. Sarmiento (UCM). Micropaleontología

Petrografía

- A. Pieren Pidal (UCM)
- R. Gorgues (UCM)

Recursos Minerales

- Javier Lillo Ramos (CGS)
- Fernando López Sopeña (CGS)

Hidrogeología

- Francisco Carreras Suarez (CGS)

Coordinación y Dirección

- A. Hernández Samaniego (CGS)

- J. I. Ramírez Merino (CGS)
- V. Gabaldón (IGME)

Revisión para la edición (2014)

- L. M. Martín Parra (IGME)

Edición

- G. Romero Canencia (IGME)
- L. F. Miguel Cabrero (IGME)

Información complementaria

En la página web del IGME, dentro del apartado de Cartografía Geológica: http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/Magna50.aspx, se puede consultar la información complementaria perteneciente a esta Hoja en formato pdf, que incluye:
- Fichas e informes de los estudios petrológicos de las muestras
- Columnas estratigráficas de detalle, álbum fotográfico, plano de situación de muestras e informes complementarios.

Todas las preparaciones: Láminas transparentes, levigados, celdillas, muestras de mano, macrofauna, etc…, relacionadas en la documentación de la presente Hoja, están disponibles para su consulta en el Área de Geología, Geomorfología y Cartografía Geológica previa consulta con E. Calvo García en la dirección de correo: e.calvo@igme.es

Í N D I C E

Pag.

1. INTRODUCCIÓN 8
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA 8
1.2. CONTEXTO GEOLÓGICO 8

2. ESTRATIGRAFÍA 10
2.1. ORDOVÍCICO 10
2.1.1. Ortocuarcitas (1). Cuarcita Armoricana. Arenig medio 10
2.1.2. Cuarcitas, areniscas y pizarras (2). Estratos Pochico. Arenig superior ... 11
2.1.3. Pizarras (3). Pizarras del Río. Arenig terminal-Oretaniense-Dobrotiviense basal 12
2.1.4. Areniscas, cuarcitas y pizarras (4). Alternancias del Caño de las Flores. Dobrotiviense inferior 14
2.1.5. Pizarras (5). Pizarras Guindo. Límite Dobrotiviense inferior-Dobrotiviense superior/Llandeilo 16
2.1.6 Cuarcitas y areniscas (6). Cuarcitas Botella. Dobrotiviense superior/Llandeilo-Caradoc basal 17
2.1.7 Pizarras (7). Pizarras de Cantera. Dobrotiviense terminal-Berouniense inferior/Caradoc inferior 18
2.1.8. Areniscas, pizarras y cuarcitas (8). Bancos Mixtos. Berouniense/Caradoc-Ashgill basal 20
2.1.9. Calizas bioclásticas y dolomías (9). Caliza Urbana. Kralodvoriense/Ashgill inferior 21
2.1.0. Pizarras (10). Pizarras Chavera. Hirnantiense/Ashgill terminal 23
2.2. SILÚRICO 24
2.2.1. Cuarcitas (11). Cuarcita del Criadero. Llandovery inferior y medio 24
2.2.2. Alternancia de rocas volcánicas y pizarras (12). Alternancia volcano-sedimentaria. Landovery-Ludlow? 25

Pag.

2.3. TERCIARIO 27
2.4. CUATERNARIO 27
2.4.1. Gravas y cantos poligénicos de cuarcita y cuarzo. Arenas, arcillas y areniscas. (15). Rañas. Plioceno superior-Pleistoceno inferior 28
2.4.2. Rocas volcánicas (16). Coladas. Pliocuaternario 28
2.4.3. Gravas y cantos poligénicos de cuarcita y cuarzo; limos y arcillas. (17, 18, 19 y 20). Glacis. Pleistoceno medio-Holoceno 30
2.4.4. Gravas y cantos poligénicos de cuarcita, cuarzo y pizarra; arenas, arcillas y limos (21). Coluviones. Pleistoceno superior-Holoceno 30
2.4.5. Cantos y gravas poligénicos de cuarcita y cuarzo; arenas, arcillas y limos (22 y 23). Conos de deyección. Pleistoceno superior-Holoceno .. 31
2.4.6. Cantos y gravas poligénicos de cuarcita y cuarzo; arenas, limos y arcillas (24 y 25). Terrazas. Pleistoceno superior-Holoceno 31
2.4.7. Arenas, limos y arcillas con intercalaciones de cantos y gravas poligénicos (26, 27, 28 y 29). Glacis actuales-subactuales; Depósitos aluvial-coluvial; Zonas semiendorreicas; Fondo de valle, Barras fluviales. Holoceno 32
2.4.8. Bloques y cantos de cuarcita (30 y 31). Canchales, laderas de bloques. Holoceno 32

3. TECTÓNICA 32
3.1. INTRODUCCIÓN 32
3.2. DEFORMACIONES PREHERCÍNICAS 33
3.2.1. Deformaciones prehercínicas en el Domínio de los Pliegues Verticales 33
3.2.2. Deformaciones prehercínicas en la Hoja de Viso del Marqués 35
3.3. DEFORMACIONES HERCÍNICAS 35
3.3.1. Deformaciones hercínicas en el Domínio de los Pliegues Verticales *(sensu lato)* 35
3.3.2. Deformaciones hercínicas en el contexto de la Hoja de Viso del Marqués 38
3.3.2.1. Primera fase de deformación (F1) 38
3.3.2.2. Segunda fase de deformación (F2) 41
3.3.2.3. Tercera fase de deformación (F3) 42
3.3.2.4. Cuarta fase de deformación (F4) 42
3.3.2.5. Fracturación 43
3.3.2.6. Edad de las deformaciones hercínicas 44

Pag.

3.4. DEFORMACIONES ALPINAS 44

4. GEOMORFOLOGÍA 45
4.1. ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL 45
4.1.1. Formas volcánicas 46
4.2. ESTUDIO DEL MODELADO 46
4.2.1. Formas de ladera 46
4.2.2. Formas fluviales 47
4.2.3. Formas poligénicas 48
4.2.4. Formas lacustres 50
4.2.5. Formas antrópicas 51
4.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA 51
4.4. MORFOLOGÍA ACTUAL Y SUBACTUAL. TENDENCIAS FUTURAs 52

5. HISTORIA GEOLÓGICA 52

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA 54
6.1. RECURSOS MINERALES 54
6.1.1. Minerales metálicos y no metálicos 54
6.1.2. Rocas industriales y ornamentales 55
6.2. HIDROGEOLOGÍA 56

7. BIBLIOGRAFÍA 59

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Viso del Marqués, se sitúa entre la Unidad Montes de Toledo-Campos de Calatrava y Sierra Morena (RODRÍGUEZ VIDAL, J. y DÍAZ DEL OLMO, F., 1994). En su territorio se incluye el límite sur de la región volcánica de Campos de Calatrava y las primeras estribaciones de Sierra Morena. Administrativamente pertenece a la Comunidad de Castilla-La Mancha (sur de la provincia de Ciudad Real).

Las aguas superficiales drenan, bien a la cuenca del Guadiana, bien a la del Guadalquivir, y la divisoria de aguas entre ambas cuencas forma una línea de trazado tortuoso sobre relieves cuarcíticos, en su mayor parte de escasa entidad. El principal curso fluvial que recorre la superficie de la Hoja es el río Fresnedas o Jorge, que drena hacia el Guadalquivir y a su paso por la Hoja forma un extenso arco con direcciones diversas hasta encontrar una orientación definitiva hacia el Oeste, para encontrarse con el Ojailén en la vecina Hoja de Mestanza (836) y tomar decidida orientación hacia el S y SO.

La única población importante de la Hoja es Viso del Marqués, en cuyo extenso término municipal se incluyen una serie de poblados de colonización, actualmente con escasa población (Bazán, Villalba de Calatrava, Las Norias y Umbría del Fresnedas). También hay un pequeño poblado prácticamente descolonizado, Mirones y una aldea, Huertezuelas, ambos pertenecientes a Calzada de Calatrava.

El relieve, en general, es de tipo apalachiano y se desarrolla principalmente sobre materiales paleozoicos: los resaltes morfológicos, definidos por la estructura de las rocas más resistentes (cuarcitas), contrastan con las zonas más deprimidas, constituidas sobre litologías más blandas, de naturaleza pizarrosa.

La sedimentación carbonatada, que culmina el relleno de las cuencas terciarias continentales en esta zona, permite la formación de superficies estructurales bien conservadas o parcialmente degradadas en la actualidad. Estas superficies, cubiertas por depósitos cuaternarios, caracterizan una porción del tercio norte de la Hoja.

1.2. CONTEXTO GEOLÓGICO

La Hoja de Viso del Marqués (837) se sitúa en el sector meridional de la Zona Centroibérica del Macizo Hespérico (JULIVERT *et al*., 1972), dentro del "Dominio de los Pliegues Verticales" (DÍEZ BALDA *et al*., 1990), en la zona de tránsito entre los relieves de Sierra Morena y las llanuras manchegas de los Campos de Calatrava. En sus proximidades se halla la terminación oriental del asomo Precámbrico-Cámbrico del Anticlinal de Alcudia.

El Dominio de los Pliegues Verticales en lo que se refiere a esta Hoja se caracteriza por la ausencia de Cámbrico medio y superior, el carácter transgresivo de las formaciones cuarcíticas del Ordovícico inferior, un metamorfismo regional de bajo o muy bajo grado así como pliegues sin vergencia definida.

En el Precámbrico-Cámbrico se diferencian dos grandes unidades separadas por una discordancia (BOUYX, 1970; ORTEGA y GONZÁLEZ-LODEIRO, 1983; PALERO, 1993, etc.).

Discordantes sobre ellas se disponen las primeras capas de la sucesión paleozoica, característica de Sierra Morena Oriental, desde el Ordovícico inferior hasta el Carbonífero en facies Cülm.

En la sucesión paleozoica de la Hoja sólo afloran materiales de edad ordovícico-silúrica, que constituyen un conjunto de sedimentos de plataforma marina somera con acción del oleaje y las mareas que alternan con sedimentos de plataforma externa. Presentan intercalaciones volcánicas en el Ordovícico superior y en el Silúrico. Hay un episodio carbonatado importante en el Ordovícico superior, representado por la Caliza Urbana. Aparte de los materiales paleozoicos marinos, existen delgados recubrimientos detríticos continentales de edad Mioceno-Cuaternario, con episodios carbonáticos locales, así como coladas volcánicas recientes de naturaleza ultramáfica pertenecientes al vulcanismo del Campo de Calatrava.

La sucesión paleozoica, así como los materiales precámbricos infrayacentes, no muestra efectos importantes de metamorfismo regional, sino que corresponde al dominio de la anquizona o el límite de la epizona (CHARPENTIER, 1976).

La estructuración de los estratos paleozoicos en la Hoja responde principalmente a la Orogenia Hercínica que se caracteriza por la existencia de pliegues, de dirección predominante ONO-ESE o NO-SE, cuyos flancos, muchas veces laminados por fallas de dirección ONO-ESE, pueden llegar a desaparecer. También es muy evidente la existencia de una fracturación ENE-OSO que trastoca la deformación anterior.

El mayor número de estudios previos, relativos a los materiales de esta Hoja, se centra en las ricas asociaciones paleontológicas que presentan las formaciones del Ordovícico Medio y Superior. En este sentido, cabe destacar los trabajos centrados en diversos grupos de invertebrados presentes en las "Capas con Tristani", tales como trilobites (HAMMANN, 1983; HAMMANN y RÁBANO, 1987; RÁBANO, 1988, 1989, 1990), graptolitos (GUTIÉRREZ-MARCO, 1986), moluscos (BABIN y GUTIÉRREZ-MARCO, 1991, 1992; MAREK y GUTIÉRREZ-MARCO, en prensa), equinodermos (GUTIÉRREZ-MARCO *et al*., 1984a; CHAUVEL y MELÉNDEZ, 1986; GUTIÉRREZ-MARCO y MELÉNDEZ, 1987; GUTIÉRREZ-MARCO y BAEZA, 1996) y conodontos (SARMIENTO *et al*., 1995), todos los cuales consideran material proveniente de afloramientos situados dentro de la Hoja. Lo mismo sucede con otros fósiles del Ordovícico Superior, principalmente conodontos (FUGANTI y SERPAGLI, 1968; HAFENRICHTER, 1979; SARMIENTO, 1993) y equinodermos (GIL *et al*., 1996a-d). La bioestratigrafía y cronoestratigrafía de las diversas unidades ordovícico-silúricas ha sido recientemente discutida por GUTIÉRREZ-MARCO *et al*. (1984b, 1995), GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO (1987), SAN JOSÉ *et al*. (1992), VILLAS (1995) y GARCÍA PALACIOS *et al*. (1996).

Desde el punto de vista histórico, el primer autor en señalar la presencia de fósiles paleozoicos en el área de la presente Hoja fue CORTÁZAR (1880), quien identificó cuatro diferentes trilobites y un braquiópodo en pizarras del Ordovícico Medio de los alrededores de Viso del Marqués.

Entre los antecedentes más puramente geológicos referidos a la Hoja, merece destacarse las secciones con tempestitas ordovícicas descritas por BRENCHLEY *et al*. (1986) en el área del embalse del Fresneda, y las mineralizaciones estratiformes ligadas a la Caliza Urbana en el área al norte de Huertezuelas (PALERO y MARTÍN-IZARD, 1988).

2. ESTRATIGRAFÍA

Los terrenos hercínicos que conforman la Hoja son en su mayoría cuarcitas y pizarras marinas pertenecientes al Ordovícico y Silúrico. Se encuentran extensamente recubiertos por depósitos continentales cuaternarios y, en menor medida, terciarios.

Las capas paleozoicas se encuentran intensamente plegadas, y muestran orientaciones ONO-ESE mayoritarias. El elevado grado de recubrimiento, unido a la deformación de los estratos paleozoicos, dificultan las labores de cartografía geológica de estos materiales en algunos sectores (principalmente en los cuadrantes NE y SE).

Es de destacar la presencia de materiales y estructuras de origen volcánico en varios puntos de la Hoja, correspondientes a una etapa de actividad volcánica reciente (Mioceno superior-Cuaternario). También hay materiales de origen volcánico intercalados en la serie paleozoica, sobre todo en el Silúrico.

La banda septentrional de la Hoja presenta materiales continentales terciarios rellenando las grandes áreas deprimidas, con enmascaramiento parcial por depósitos cuaternarios. Esta banda constituye una zona de tránsito morfológico a las extensas llanuras manchegas.

La serie paleozoica, de características similares a las series de una gran parte del sector meridional de la Zona Centroibérica, puede dividirse por su comportamiento estructural en: un tramo inferior competente cuarcítico masivo, de espesor considerable (más de quinientos metros), correspondiente al Ordovícico inferior (Arenig medio, según Martínez Poyatos *et al*., 2004), un tramo intermedio pizarroso de 300 a 500 m incompetente (Llanvirn-Llandeilo/Oretaniense-Dobrotiviense) y una serie superior de cuarcitas y pizarras alternantes (unos 1200 m) en tramos del orden del centenar de metros, que abarca desde el Llandeilo (Dobrotiviense superior) al Silúrico.

La estructura general que dibujan estos materiales en la Hoja consta de un anticlinal NO-SE con núcleo en la Cuarcita Armoricana, en el cuadrante NO, y sendos sinclinorios ONO-ESE en ambos flancos. Esta disposición está parcialmente modificada por las fracturaciónes ONO-ESE y ENE-OSO.

2.1. ORDOVÍCICO

Los materiales de esta edad ocupan la mayor parte de la superficie de la Hoja, y se han diferenciado 10 unidades cartográficas, basadas en las denominaciones propuestas por HAMMANN (1983), SAN JOSÉ (1990, 1992) y PARDO ALONSO (1984, 1997).

2.1.1. Ortocuarcitas (1). Cuarcita Armoricana. Arenig medio

Forman las dos únicas alineaciones montañosas que presentan en la Hoja elevaciones superiores a 1000 metros. La más importante, ubicada en la Sierra de la Atalaya, penetra en la Hoja por la esquina NO, donde se asienta el Castillo de Calatrava, y se prolonga en una estructura anticlinal, con dirección SE, hasta el Cerro de Sotueros, donde cabecea bajo las Pizarras de Río, poco después de ser cortada espectacularmente por el río Fresnedas en una garganta denominada La Hoz.

La segunda zona donde aflora la Cuarcita Armoricana es la esquina SO del mapa, junto a

Huertezuelas, y corresponde al flanco septentrional de una estructura anticlinal ONO-ESE de varias decenas de kilómetros de longitud cuyo núcleo precámbrico (aflorante en Hojas vecinas) conforma el denominado Valle de Alcudia.

Pese a que la unidad aflora ampliamente, no se han encontrado buenos cortes continuos en el ámbito de la Hoja, de manera que no se ha levantado en la Hoja ningún perfil representativo de estos materiales, debido a sus inadecuadas condiciones de afloramiento. Se presenta en potentes bancos masivos de cuarcitas blancas y grises alternando con niveles areniscosos y sin apenas intercalaciones pizarrosas. El espesor estimado de la unidad supera los 400 m, aunque su base no aflora, y se encuentra frecuentemente compartimentada por fallas. En sectores próximos (Hoja de Mestanza) las condiciones de afloramiento permiten reconocer tres tramos en la Cuarcita Armoricana, asimilables a los establecidos por BOUYX (1970) y TAMAIN (1972) en Sierra Morena Oriental.

Desde el punto de vista sedimentológico, en áreas próximas se ha interpretado la sucesión como perteneciente a un ambiente marino de plataforma con acción de corrientes de marea y acción superpuesta del oleaje.

La edad de esta unidad ha sido considerada tradicionalmente como Arenig atendiendo a su posición estratigráfica bajo sucesiones pelíticas muy fosilíferas, y también por el abundante registro paleoicnológico evidenciado en casi todos sus afloramientos (icnofacies de Cruziana y Skolithos). Las dataciones micropaleontológicas modernas (quitinozoos) han probado que el depósito de la Cuarcita Armoricana conlleva una isocronía apreciable en todo el SO de Europa, donde la unidad se ordena siempre en la Biozona de Eremochitina brevis, equivalente al Arenig medio (PARIS *et al*., 1982; PARIS, 1990).

2.1.2. Cuarcitas, areniscas y pizarras (2). Estratos Pochico. Arenig superior

Sobre las ortocuarcitas de la unidad anterior se dispone una alternancia de estratos decimétricos de cuarcitas, areniscas y pizarras que aquí denominamos "Estratos Pochico" por ser el nombre más utilizado para su designación en toda la ZCI y que proviene de la suma de las dos unidades establecidas por TAMAIN (1972), es decir las "Alternancias Pochico" como tramo basal y "Grès Jaunes Pochico" como tramo superior diferenciado en base a su tonalidad amarillenta.

La transición litológica de carácter gradual, entre la unidad inferior de ortocuarcitas, que da lugar a grandes relieves antiformales y la unidad superior, menos competente, origina unas deficientes condiciones de afloramiento de los Estratos Pochico, que presentan un elevado grado de recubrimiento por depósitos de ladera.

Las capas de esta unidad se ordenan de tal forma que las cuarcitas y areniscas son dominantes en la parte inferior y las pizarras abundan más hacia techo, de manera que esta unidad pasa gradualmente a la siguiente, eminentemente pizarrosa.

En la Hoja de Viso del Marqués estos materiales afloran en las laderas de las sierras formadas por la Cuarcita Armoricana, aunque los afloramientos son escasos debido al extenso recubrimiento coluvionar de las vertientes. El espesor se estima entre los 100-150 m. No se ha estudiado esta unidad en ningún perfil estratigráfico de la Hoja, si bien presenta una exposición aceptable en el sector de Huertezuelas, donde se encuentra constituida por una

alternancia de capas delgadas de areniscas, limolitas y pizarras, ordenadas en secuencias granodecrecientes, con ocasionales intercalaciones cuarcíticas.

La caracterización estratigráfica y sedimentológica efectuada en Hojas próximas indica que estos materiales corresponden a depósitos marinos de plataforma afectada por tormentas.

La presencia de niveles radiactivos en el seno de los Estratos Pochico motivó la realización de estudios geológicos de detalle que incluyen el territorio comprendido en la Hoja (CAPOTE y HERNANDEZ ENRILE, 1969 y CHAMON *et al*., 1970). Se detectó la existencia de una o varias capas de cuarcitas gris oscuro con cierto enriquecimiento en minerales pesados (circón y rutilo principalmente), exclusivas de los Estratos Pochico, que dan lugar a la anomalía radiométrica detectada, más acusada en el sector comprendido entre Santa Elena, Aldeaquemada y la mina La Nazarena (al Sur de Almuradiel).

Desde el punto de vista paleontológico, las Capas Pochico son muy ricas en icnofósiles (pistas uni y bilobuladas), que abundan en numerosos afloramientos. Sin embargo, las icnoasociaciones registradas no aportan precisiones biocronológicas y, por tanto, las unidad es asignable al Arenig superior s.l. en virtud de su posición estratigráfica infrayacente a una unidad de pizarras del Llanvirn.

A este respecto hay que mencionar el descubrimiento de graptolitos (Corymbograptus, Expansograptus) al Norte de Huertezuelas (en el flanco NE del anticlinal de la Atalaya) en unos materiales pizarrosos que deben corresponder a la parte superior de los Estratos Pochico, ya muy pizarrosa, en tránsito gradual a las Pizarras de Río.

2.1.3. Pizarras (3). Pizarras de Río. Arenig terminal-Oretaniense-Dobrotiviense basal

Sobre los Estratos Pochico se dispone, en tránsito gradual, una sucesión de pizarras de gran espesor que corresponde a lo que se ha denominado en otros trabajos bajo diversas acepciones: Pizarras con Neseuretus, Pizarras con Calymene inferiores, Pizarras de Las Correderas, etc., pero que en Sierra Morena Oriental se conoce como Pizarras de Río. Esta denominación proviene de "Schistes du Río" (TAMAIN, 1972) que a su vez es tomada por el citado autor del nombre que utilizaban los mineros del Centenillo (Jaén) para definir esas facies en el Río Grande. Se ha estudiado esta unidad en La Hoz del Río Fresnedas, en el flanco SO del anticlinal de la Sierra de la Atalaya, por ser éste el lugar en el que las Pizarras de Río afloran en una disposición prácticamente monoclinal. Aunque se reconocen algunas zonas de falla a lo largo del perfil, estas no parecen suponer grandes repeticiones ni sustraciones de serie.

Esta unidad, de espesor considerable (de 300 a 500 m.), da lugar a extensas áreas deprimidas, aún cuando no se encuentra muy replegada, como en el entorno septentrional y oriental de los relieves cuarcíticos de la Sierra de la Atalaya. En este sector las Pizarras de Río forman una extensa depresión en la que se individualizan niveles limo-arenosos que dan resaltes lineales visibles en fotografía aérea. Entre ellos, se identifican algunos niveles limo-arenosos de espesor normalmente decamétrico que presentan una gran continuidad lateral, y cuya traza cartográfica, representada en el mapa como líneas de capa, refleja la estructura interna de la unidad en ese sector. Uno de estos tramos arenosos se reconoce en La Hoz del Río Fresnedas, a unos 100 m del techo de la unidad, con un espesor entre 30 y 50 m y presenta

bancos de arenisca de hasta 1.5 m de espesor con estructuras de corriente y laminación cruzada de gran escala.

Los afloramientos de esta unidad son abundantes y extensos, dada su considerable potencia y su carácter incompetente, dando lugar a amplias áreas deprimidas como el sector de Umbría-Mirones, el borde SE de la Hoja y la depresión alargada en dirección E-O que se desarrolla al Oeste de Viso del Marqués. En el sector septentrional estas depresiones son invadidas por los rellenos terciarios de la Llanura Manchega.

En cuanto a su espesor, las estimaciones de los diversos autores presentan una gran variabilidad. Así, BUTENWEG (1968) estima 500-800 m, RICHTER (1967) ronda los 400 m, CAPOTE y HERNANDEZ ENRILE (1969) le asignan 600 m, TAMAIN (1972) calcula unos 300 m de potencia mínima, con reservas. RÍOS (1977) señala la existencia de importantes variaciones laterales de litología y potencia (desde 440 m a menos de 150 m en una distancia de 4 km, en las inmediaciones de Santa Elena). La mayor parte de los autores se han visto obligados a realizar estimaciones mediante criterios cartográficos debido a la dificultad de encontrar una sección estratigráfica completa y continua de este tramo, caracterizado, sobre todo, por su monotonía litológica. En el flanco meridional de la Sierra de la Atalaya se han medido unos 500 m. de Pizarras de Río. Pese a la existencia indudable de deformaciones, la disposición de las capas en el perfil nos invita a pensar que el espesor medido no difiere mucho de la potencia real en este sector. De hecho, espesores inferiores son difícilmente compatibles con las grandes extensiones de afloramiento de que hace gala la unidad en gran parte de la Hoja de Viso del Marqués y Hojas vecinas.

Las Pizarras de Río están constituidas litológicamente por un conjunto pizarroso masivo en el que no se reconocen apenas rasgos estratigráficos, salvo algún nivel limo-arenoso con estructuras sedimentarias, de manera que el único rasgo que se distingue en afloramiento es casi siempre la esquistosidad. Hacia la parte superior de la unidad los niveles limo-arenosos se hacen más abundantes y se intercala algún nivel cuarcítico. El contacto con la unidad inferior es bastante rápido y con la unidad superior gradual, el cual resulta más difícil de precisar sobre el terreno. En algún punto se observan nódulos limosos y carbonatados, con restos fósiles en ocasiones. No se han identificado intercalaciones de rocas de procedencia volcánica en el territorio comprendido en la Hoja, pero no se descarta su existencia, detectada desde antiguo en las Hojas próximas de Solana del Pino, Brazatortas, Aldeaquemada y Santa Elena (BUTENWEG, 1968 y RICHTER, 1967).

En lámina delgada las numerosas muestras estudiadas presentan casi siempre un fino bandeado deposicional, alternando niveles aleuríticos y arcillosos. La composición de los granos es casi exclusivamente cuarzo, y se aprecia en general una intensa bioturbación. Tambien es constante la existencia de una esquistosidad de flujo incipiente (raramente penetrativa) y la ausencia de indicios de metamorfismo. Algunas muestras revelan deformaciones como sombras de presión y micas alabeadas. Las micas casi exclusivamente moscovita) suelen acumularse en niveles de decantación y se encuentran en estado avanzado de disgregación. En ocasiones son abundantes las piritas y los óxidos de hierro, llegando a concentraciones del 80% en agregados nodulares. Alguna muestra tiene algo de cemento carbonático, posiblemente por reemplazamiento en etapas tardias de la diagénesis.

Estos materiales se interpretan en conjunto como sedimentos de mar abierto por debajo del nivel de base del oleaje de tempestad, es decir, plataforma externa a talud.

La abundante fauna proporcionada por esta unidad permite atribuirle un intervalo de edad Llanvirn-Llandeilo inferior o también Oretaniense-Dobrotiviense inferior (BOUYX y SAUPE, 1966; RICHTER, 1967; BUTTENWEG, 1968; TAMAIN; 1972; HAMMANN, 1983; GUTIÉRREZ-MARCO *et al*., 1984).

Se atribuyen al Arenig terminal los primeros metros de la unidad merced al descubrimiento de graptolitos (*Corynbograptus, Expansograptus*) al norte de Huertezuelas (km 7'3 de la Ctera de Huertezuelas a Calzada de Calatrava).

La formación es bastante fosilífera, en especial su mitad inferior, que proporciona asociaciones muy variadas del Oretaniense inferior (aprox.= Llanvirn temprano), en las que identificamos: *Neseuretus avus* Hammann, *Salterocoryphe* sp., *Colpocoryphe* sp., *Pradoella pradoi* Hammann, *Kloucekia drevermanni* HAMMANN, *Asaphellus toledanus* (GIL), *Ogyginus? forteyi* Rábano, *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER), *Gracquina hispanica* (BORN), *Babinka prima* (BARRANDE), *Redonia deshayesi* Rouault, *Hemiprionodonta lusitanica* (SHARPE), *Praenucula* sp., *Sinuites* sp., *Clathrospira* sp. y *Orthambonites* sp. Parte de las localidades de hallazgo fueron referidas por RÁBANO (1988, 1990) y BABIN y GUTIÉRREZ-MARCO (1991). Por lo que se refiere a la parte media-alta de las Pizarras del Río, en esta posición localizamos una asociación de probable edad Oretaniense superior, conteniendo: *Neseuretus* cf. *tristani* (BRONGNIART), *Eodalmanitina* sp., *Ectillaenus* sp., *Redonia deshayesi* Rouault, *Praenucula costae* (SHARPE), *Cardiolaria* sp., *Clathrospira bussacensis* (SHARPE) y *Tropidodiscus* sp. El tercio superior de la formación se incluye posiblemente ya en el Dobrotiviense inferior (comienzos del Llandeiliense), habiéndose documentado en dicha posición estratigráfica: *Neseuretus tristani* (BRONGNIART), *Isabelinia* sp., *Reuentalina ribeiriana* (JONES), *Heterorthina* cf. *kerfornei* Mélou y *Praenucula costae* (SHARPE).

En otros sectores de Sierra Morena la unidad abarca sólo el Llanvirn (Sur y Oeste de Sª Morena) e, incluso, sólo el Llanvirn inferior en el extremo oriental, cerca de Alcaraz (GUTIÉRREZ-MARCO *et al*., 1984).

2.1.4. Areniscas, cuarcitas y pizarras (4). Alternancias de El Caño de las Flores. Dobrotiviense inferior

Tramo equivalente a las Cuarcitas Inferiores de TAMAIN (1972) o a la Alternancia Inferior de los autores alemanes. Al Sur de los Montes de Toledo y en Las Villuercas se denomina Areniscas de los Rasos, contiene sólo icnofósiles y su espesor es reducido (menos de 50 m). En el Sinclinal de Puertollano-Almuradiel BRENCHLEY *et al*. (1986) lo denominan Alternancias de El Caño, basándose en la "Serie alternante de el Caño" de RICHTER (1967). Se ha identificado en el Estrecho de Valdeciral (Desvío, en el km 45'5, de la Nal. 410 a Villalba de Calatrava), donde solamente se ha medido la parte superior, y en La Hoz del Río Fresnedas, donde se ha medido el tramo completo. En el Estrecho de Valdeciral son 56 m de areniscas y pizarras, mientras que en La Hoz del Rio Fresnedas representa unos 120 m de muro a techo, si bien el límite inferior de la unidad es gradual y, por tanto, sujeto a una gran indeterminación.

Se observan, no obstante, considerables variaciones de espesor y de composición litológica, de manera que unas veces apenas se advierte resalte en la topografía, mientras en otras ocasiones la unidad constituye un crestón cuarcítico.

Litológicamente son alternancias de estratos decimétricos a métricos de areniscas y cuarcitas con pizarras de espesor similar. La serie es más pizarrosa en la parte inferior y hacia techo aumenta la proporción de areniscas, el espesor de las mismas y su carácter cuarcítico. El límite con la unidad pizarrosa suprayacente suele ser un cambio litológico neto, pero con frecuencia oculto bajo derrubios de ladera.

Al microscopio estos materiales se revelan como areniscas muy finas compuestas fundamentalmente de granos de cuarzo, bien seleccionado con cemento sintaxial en torno a los contactos entre particulas. Otros componentes frecuentes en el esqueleto son plagioclasas y otros feldespatos, que suelen presentar un intenso grado de alteración a minerales de arcilla. La matriz está constituida por estos minerales de alteración, así como por la disgregación de partículas detríticas de moscovita y biotita que suelen mostrar una orientación sedimentaria. Son abundantes las particulas de pirita (en general oxidadas), y a veces se observa una incipiente esquistosidad.

Las areniscas presentan laminación paralela y cruzada, bases planas y techos ondulados, con "ripples" ocasionales. Se reconocen secuencias granocrecientes a varias escalas, tanto secuencias de 0,5 a 1 m como secuencias de 5-6 m que engloban a las otras, o megasecuencias de mayor rango. El conjunto de las Alternancias de El Caño constituye una megasecuencia grano y estratocreciente, interpretada como el resultado de la progradación de los ambientes de plataforma interna sobre los de plataforma externa-talud.

En cuanto a la edad, en zonas próximas se han estudiado yacimientos de trilobites y braquiópodos (BUTENWEG, 1968; POUPON, 1971 y TAMAIN; 1972) que le otorgan una edad Llandeiliense medio. Sin embargo, los estudios recientes de trilobites y braquiópodos (GUTIÉRREZ-MARCO *et al*., 1984; RÁBANO, 1989) precisan un intervalo de edad más restringido debido a la presencia de Heterorthina morgatensis MELOU, cuya extensión vertical oscila desde el Llanvirniense superior tardío hasta el Llandeiliense inferior temprano. La datación más precisa de las Alternancias de El Caño la proporcionan, no obstante, los graptolitos registrados en las unidades lutíticas que limitan a muro y techo la unidad considerada, ya que en ambos casos la edad es Llandeiliense inferior temprano. De todos modos GUTIÉRREZ-MARCO *et al*. (1984) señalan la existencia de una marcada diacronía, sobre todo en el límite inferior de la unidad.

Desde el punto de vista paleontológico, la unidad contiene abundantes icnofósiles desarrollados en el plano horizontal, y raros horizontes lumaquélicos lenticulares repartidos esencialmente en la base de la formación. No obstante, uno de estos horizontes descalcificados, desarrollado localmente cerca del techo de las Cuarcitas Inferiores, proporcionó entre otros elementos: *Crozonaspis incerta* (DESLONGCHAMPS), *Neseuretus henkei* HAMMANN, *Colpocoryphe* sp., *Asaphina indet*. y *Heterorthina kerfornei* MÉLOU, junto a otros trilobites, moluscos y conodontos mencionados para la misma localidad por RÁBANO (1990), BABIN y GUTIÉRREZ-MARCO (1991) y SARMIENTO *et al*., (1995), respectivamente.

Estos datos apoyan la edad Dobrotiviense inferior para el conjunto de la Unidad en la Hoja.

2.1.5. Pizarras (5). Pizarras Guindo. Límite Dobrotiviense inferior-Dobrotiviense superior/ Llandeilo

Equivalentes a los Esquistos Botella de TAMAIN (1972), es más apropiado el nombre de Pizarras Guindo para este sector de Sierra Morena (ver discusión en HAMMANN *et al*., 1982), denominación de HENKE (1926) que hace alusión al pozo minero del mismo nombre en Los Guindos, Jaén. Se han identificado parcialmente en la serie de La Hoz del Río Fresnedas (los metros inferiores) y en su totalidad en la serie del Estrecho de Valdeciral, donde se han medido unos 200 m de muro a techo.

El carácter deleznable de las pizarras, su tránsito gradual a la unidad cuarcítica superior y su situación orográfica (casi siempre en la parte inferior de las laderas), hacen que sea muy frecuente su ocultación bajo sedimentos cuaternarios de ladera, de manera que en ocasiones resulta difícil precisar la posición de sus límites.

Son pizarras grises y negras masivas en las que ocasionalmente se reconoce una fina laminación paralela normalmente relacionada con la presencia de areniscas intercaladas. Es frecuente la presencia de nódulos centimétricos aislados (ocasionalmente en capas) casi siempre rellenos de restos fósiles o de pirita. También son muy frecuentes las lumaquelas, de espesores centi a decimétricos, con matriz unas veces pelítica y otras carbonatada y ferrosa en cuyo caso la alteración da una tonalidad amarillenta. A lo largo de la unidad se intercalan ocasionales niveles centimétricos de limos o areniscas de grano fino a muy fino, que son más abundantes en el tercio superior y suelen presentar "ripples" a techo.

Al microscopio son lutitas con bandeado deposicional arcilla-limo. Los granos son eminentemente cuarcíticos y presentan buena selección. Es frecuente la bioturbación, que desdibuja la fábrica deposicional manifestada con frecuencia por niveles de decantación de micas. También se aprecia una cierta esquistosidad, partículas de pirita y oxidos de hierro. A techo de las pizarras se pueden encontrar intercalaciones de arcillas con moscovita que muestran abundante cemento carbonático (tanto calcita como dolomita) e intensa ferruginización. Podría tratarse de rocas volcanodetríticas que han sufrido alteración y reemplazamiento por carbonatos.

En el perfil del Estrecho de Valdeciral se observan unas delgadas intercalaciones volcanoclásticas en la parte superior de la unidad. La base de las pizarras es un límite neto con el techo de las Alternancias de El Caño, que representa un cambio brusco en la sedimentación a ambientes de mar abierto, por debajo del nivel de base del oleaje de tempestad. El tránsito a la unidad arenoso-cuarcítica suprayacente es gradual, con cierto grado de indeterminación en la ubicación del límite entre ambas. Dentro del contexto general regresivo del Llandeilo, las Pizarras Guindo constituyen un intervalo de transgresión generalizada.

La edad atribuida comprende regionalmente el límite Dobrotiviense inferior-Dobrotiviense superior que equivale a un Llandeilo pleno (AMOR, y ORTEGA, 1987; POUPON, 1971; TAMAIN, 1972; MOLINA CÁMARA y FERNÁNDEZ CARRASCO, 1987; HAMMANN, 1983 y HENKE, 1926).

Esta unidad es extraordinariamente fosilífera, destacando sobre todo la presencia de abundantes braquiópodos como *Aegiromena mariana* Drot, *Heterorthina kerfornei* Mélou, *Apollonorthis bussacensis* (SHARPE), *Howellites hammanni* Villas y *Eorhipidomella musculosa* (MÉLOU); trilobites [*Neseuretus tristani* (BRONGNIART), *Colpocoryphe rouaulti* HENRY, *Eodalmanitina destombesi destombesi* (HENRY), *Morgatia hupei* NION y HENRY, *Zeliszkella (Z.) torrubiae* (VERNEUIL y BARRANDE), *Crozonaspis* sp., *Isabelinia glabrata* (SALTER), *Nobiliasaphus nobilis* (BARRANDE), *N. hammanni* RÁBANO, *Parabarrandia crassa* (BARRANDE), *Uralichas hispanicus* (VERNEUIL y BARRANDE), *Selenopeltis gallica* BRUTON, *Placoparia (Coplacoparia) tournemini* (ROUAULT), P. (C.) borni Hammann, Ectillaenus giganteus (BURMEISTER) y Panderia beaumonti (ROUAULT), entre otros]; moluscos bivalvos [*Dulcineaia manchegana* BABIN y GUTIÉRREZ-MARCO, *Redonia deshayesi* ROUAULT, *Praenucula costae* (SHARPE), *Cardiolaria beirensis* (SHARPE), *Hemiprionodonta lusitanica* (SHARPE), *Myoplusia bilunata perdentata* (BARRANDE)], rostroconchas [*Ribeiria pholadiformis* Sharpe], gasterópodos [*Sinuites* cf. *hispanicus* (BORN), *Tropidodiscus* sp., *Clathrospira* sp.], cefalópodos [*Trocholites*, Orthocerida indet.], hyolítidos [*Gompholites beirensis* (SHARPE), *Elegantilites* sp.], graptolitos [*Hustedograptus teretiusculus* (HISINGER)], equinodermos [*Calix rouaulti* Chauvel, C. *aff. segaudi* (TERMIER y TERMIER), *Phlyctocystis* cf. *gigas* CHAUVEL, *Aristocystites metroi* PARSLEY y PROKOP, homalozoos, crinoideos] y briozoos, citados en afloramientos situados dentro de la Hoja por CORTÁZAR (1880), GUTIÉRREZ-MARCO *et al*. (1984), CHAUVEL y MELÉNDEZ (1986), GUTIÉRREZ-MARCO (1986), HAMMANN y RÁBANO (1987), GUTIÉRREZ-MARCO y MELÉNDEZ (1987), RÁBANO (1988, 1989, 1990), BABIN y GUTIÉRREZ-MARCO (1991, 1992), GUTIÉRREZ-MARCO y BAEZA CHICO (1996) y MAREK y GUTIÉRREZ-MARCO (en prensa).

2.1.6. Cuarcitas y areniscas (6). Cuarcitas Botella. Dobrotiviense superior/Llandeilo-Caradoc basal

Este tramo está representado por unos 130 m de cuarcitas, en el Estrecho de Valdeciral, que dan lugar a la mayor parte de los crestones de altitud media de la Hoja. Su nombre (TAMAIN, 1972) procede del pozo minero Botella en El Centenillo (Jaén). Equivale a la Cuarcita Canteras de la Sierra de la Cárcel en Almadén (ALMELA *et al*., 1962). En los Montes de Toledo y las Villuercas es menos potente y más arenoso que cuarcítico, y se denomina Cuarcitas de la Peña de la Cierva.

Se trata de bancos de cuarcitas y areniscas ocres y grises de espesor decimétrico a métrico con marcado granodecrecimiento y que pueden intercalar delgados niveles pizarrosos, más abundantes en los 8 m basales y en la parte superior de la unidad, de manera que la base es un tránsito gradual, pero muy rápido, y el límite superior es más neto. Ocasionalmente se ha observado intercalado algún lentejón carbonatado de espesor centi-decimétrico.

En lámina delgada dominan las areniscas de cuarzo de grano muy fino a fino, con cemento sintaxial y matriz filosilicatada de origen principalmente por alteración de feldespatos. Son muy abundantes las piritas oxidadas, que dan lugar a un moteado característico y que proporcionan un color acaramelado a la roca en muestra de mano. Intercalado en la serie cuarcítica se ha muestreado un nivel constituido casi exclusivamente por carbonado, óxidos ferruginosos y cristales de moscovita. Es un nivel muy similar a los del techo de las Pizarras Guindo, y se interpreta como alteración de un posible nivel volcánico.

Los estratos cuarcíticos suelen ser de base plana que se adapta al techo irregular del estrato precedente, si bien se han observado algunos cuerpos con bases canalizadas. Las estructuras sedimentarias identificadas son laminación paralela, estratificación cruzada "hummocky" y laminación ondulada, con ocasionales "ripples" a techo de cada estrato. Se ordenan en secuencias de energía decreciente. También se reconocen sets de estratificación cruzada y alguna intercalación de posible origen volcánico. La serie es netamente más cuarcítica en su parte superior, con un tramo de más de 10 m constituido exclusivamente por cuarcitas, que forman la parte superior del relieve. Lateralmente, la unidad presenta notables variaciones, pero la parte superior siempre es más cuarcítica.

Estos materiales parecen ser el resultado de acumulaciones de arena en la plataforma interna bajo la acción de corrientes de marea y una superposición muy acusada del oleaje de tempestad.

Regionalmente el contenido fósil de las Cuarcitas Botella es muy escaso, consistente en trilobites, moluscos y braquiópodos encontrados en la parte inferior de la unidad en áreas próximas, tiene escaso significado bioestratigráfico, pero permite asignar una edad Llandeiliense para la parte inferior del tramo. La opinión más extendida es que la unidad abarca el intervalo Llandeilo superior-Caradoc inferior (AMOR y ORTEGA, 1987; GARCÍA SANSEGUNDO *et al*., 1987); si bien HAMMANN (1983) encontró *Neseuretus tristani* ssp. *inc*. en los niveles de transición situados por encima de las Cuarcitas de La Cierva (equiparables a las Cuarcitas Botella) en el Sinclinal de Guadarranque, con lo que el depósito de la unidad, al menos en aquella zona, corresponde enteramente al Llandeilo.

La unidad ha proporcionado en su parte basal algunos conodontos dobrotivienses, citados en la zona del estrecho de Valdeciral (SARMIENTO *et al*., 1995). HAMMANN (1983) menciona también el hallazgo de algunos trilobites de la misma edad al sur de Viso del Marqués, como *Eohomalonotus sdzuyi* Hammann y Henry, *Kerfornella* cf. *brevicaudata* (DESLONGCHAMPS) y *Plaesiacomia oehlerti* (DESLONGCHAMPS). La edad de la unidad es claramente Dobrotiviense superior, lo que sería congruente con los datos regionales (SAN JOSÉ *et al*., 1992).

2.1.7. Pizarras (7). Pizarras de Cantera. Dobrotiviense terminal-Berouniense inferior/Caradoc inferior

Sobre las Cuarcitas Botella se dispone un tramo pizarroso que en Sierra Morena Oriental recibe el nombre de Pizarras de Cantera, según la terminología que estableció TAMAIN (1972) en El Centenillo (Jaén). Otras denominaciones son: Pizarras con *Onnia* (HAMMANN *et al*., 1982), Pizarras con *Orthis* (RICHTER, 1967) o Argilitas Intermedias (SAUPE, 1971).

En la serie del Estrecho de Valdeciral, se encuentran representados los metros inferiores de la unidad, y contienen intercalaciones centimétricas a decimétricas de cuarcitas de grano fino a muy fino, más abundantes hacia la base, de manera que el tránsito a la unidad inferior cuarcítica presenta carácter gradual, aunque bastante rápido. Este contacto es visible en este punto de forma excepcional, ya que suele encontrarse cubierto y/o tectonizado. Al sur de la Hoja, en el sinclinal de Viso del Marqués y en su prolongación hacia el O, suelen encontrarse, hacia la parte media-alta de la formación, lentejones de areniscas calcáreas con contenido fosilífero.

La mayor parte de la unidad suele encontrarse cubierta o presenta muy baja calidad de afloramiento, de manera que resulta difícil identificar detalles litológicos característicos descritos por algunos autores en otros sectores. Así, por ejemplo, se cita la presencia de niveles volcánicos al SE de El Centenillo (RICHTER, 1967) y en el Sinclinal de Almadén (SOLDEVILA, 1983). Otros autores (GUTIERREZ-MARCO y RÁBANO, 1987; PARIS, 1981; PORTERO y DABRIO, 1988; PORTERO *et al*., 1988) describen en el sector de Corral de Calatrava la presencia en el tercio inferior de la unidad de un horizonte microconglomerático con fosfatos y carbonatos oolíticos que se interpreta como un nivel de removilización que representa una laguna estratigráfica intra-Caradoc inferior de poca entidad que abarca el límite Harnagiense-Soudleyense. A partir de esta discontinuidad se inicia el ciclo sedimentario regresivo del Ordovícico Superior. En Sierra Morena Oriental la discontinuidad estaría en general en el techo de las Cuarcitas Botella. Sin embargo, en las inmediaciontes de Viso del Marqués se observa un horizonte similar, oolítico ferruginoso con *Heliocrinites*, que proporciona fauna Viniciense (Caradoc) y que podría corresponder a esta discontinuidad. Abundaremos en la descripción de este horizonte al hablar del contenido fosilífero.

El espesor medio de este tramo pizarroso oscila en torno a 100 m, pero es muy variable y su límite superior difícil de establecer, ya que es un tránsito gradual mediante la progresiva intercalación de niveles arenosos. Además, la frecuente presencia de pliegues y deformaciones pueden aumentar o disminuir considerablemente la potencia aparente de ésta y otras unidades de comportamiento incompetente, como puede observarse en el mapa geológico en numerosos sectores. Aparte de estas consideraciones, regionalmente la unidad puede presentar dificultades cartográficas en el límite con los Bancos Mixtos, por aumento de las intercalaciones arenosas, tal como indica PALERO (1991).

La edad de la unidad ha podido ser establecida gracias al hallazgo de diferentes niveles paleontológicos del Caradoc (Soudleyense-Marshbrookiense), conteniendo trilobites, braquiópodos, equinodermos y moluscos. Los primeros metros de la unidad pueden corresponder tanto al Dobrotiviense terminal como al Berouniense basal (base del Ordovícico Superior). A una distancia variable entre 12 y 30 m por encima de la base de la unidad, existe un horizonte de removilización ferruginoso, con cantos blandos y sideríticos, que ha librado una abundante asociación fosilífera Viniciense. En ella se identifican trilobites [*Onnia* cf. *seunesi* (KERFORNE), *Colpocoryphe grandis* (SNAJDR), *Actinopeltis* sp., Selenopeltis sp., *Eoharpes* sp.], equinodermos [*Heliocrinites helmhacke*r (BARRANDE), *Macrocystella pauli* Gil *et al*., *Homocystites geyeri* GIL *et al*., *Bohemiaecystis jefferies*i GIL *et al*., *Dendrocystites* sp., *Mespilocystites* cf. *lemenni* GUTIÉRREZ-MARCO, Cladida indet.], braquiópodos [S*vobodaina armoricana* BABIN y MÉLOU, *Gelidorthis meloui* Villas, *Aegiromena aquila intermedia* VILLAS, *Triplesia* sp.] briozoos y moluscos (*Holopea* sp.). Parte de estos taxones fueron descritos recientemente por GIL *et al*. (1996 a,c,d). De interés especial es la asociación de braquiópodos, que permite correlacionar este horizonte ferruginoso con el que sella la discontinuidad pre-Viniciense en numerosas localidades ibéricas y del norte de Gondwana, donde tiene un significado análogo al de la Discordancia Sárdica s. str. (SAN JOSÉ *et al*., 1992; VILLAS, 1992, 1995; ROMÂO *et al*., 1995).

Por encima del nivel precedente, las Pizarras Cantera contienen escasos restos paleontológicos distribuidos irregularmente, en especial de *Colpocoryphe grandi*s (SNAJDR), gasterópodos

(*Pleurotomariina* indet.), ortocerátidos y linguláceos. Una muestra con braquiópodos, procedente de la parte media de la unidad, fue identificada como *Reuschella herreraensis* Villas. Los datos precedentes, unidos a criterios estratigráficos regionales, permiten cifrar el depósito de la unidad esencialmente como Caradoc (Soudleyense-Marshbrookiense), si bien los niveles situados por debajo del horizonte ferruginoso son sin duda más antiguos, tal vez Costoniense o incluso Dobrotiviense tardío en la misma base de la unidad de forma puntual.

2.1.8. Areniscas, pizarras y cuarcitas (8). Bancos Mixtos. Berouniense/Caradoc-Ashgill basal

Sobre las Pizarras Cantera se dispone, en tránsito gradual, un conjunto predominantemente arenoso constituido por 200-300 m de alternancias de bancos centi a decimétricos de areniscas y ortocuarcitas separados por otros niveles más finos de aspecto pizarroso, diferenciándose ocasionalmente en la mitad superior de la unidad algunos tramos métricos con predominio cuarcítico (que dan lugar a relieves notables) o arenoso. No obstante, la característica más notable de los últimos 30-40 m radica en la existencia de intercalaciones de areniscas calcáreas biodetríticas de grano fino y carácter lumaquélico, junto con horizontes limonitizados también fosilíferos. Por esta razón TAMAIN (1972) denominó a este último tramo "lumaquelas terminales".

Esta unidad recibe la denominación de Bancos Mixtos, nombre derivado de la terminología minera de El Centenillo (Jaén) y empleado por TAMAIN (1972) por vez primera en la literatura geológica. Inicialmente, éste y otros autores (SAUPE, 1971) incluyeron también bajo esta denominación un tramo superior carbonatado conocido como Caliza Urbana, que en este trabajo se describirá de forma separada.

El límite inferior de la unidad es gradual, y hacia techo aumenta progresivamente el carácter detrítico. Los últimos metros (las lumaquelas terminales) constituyen un tramo muy ubicuo que caracteriza la unidad incluso en sectores alejados, donde la composición litológica es diferente.

En los niveles arenosos, de grano fino a muy fino se reconoce laminación paralela y ondulada, con frecuente desarrollo de trenes de "ripples" a techo de cada nivel y laminaciones cruzadas muy abundantes, frecuentemente de tipo *hummocky*. Son depósitos de plataforma interna con acción del oleaje de tempestad que progradan sobre las pizarras de la plataforma externa (Pizarras Cantera).

Los Bancos Mixtos son tal vez la unidad más fosilífera del Ordovícico Superior centroibérico, especialmente los niveles conocidos como "lumaquelas terminales" representados en su tercio superior (TAMAIN, 1972; GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO, 1987; VILLAS, 1995). Dentro de la Hoja, sus hallazgos previos fueron referidos por HAFENRICHTER (1979), GUTIÉRREZ-MARCO (1986), PALERO Y MARTÍN-IZARD (1988), SARMIENTO (1993) y GIL *et al*. (1996), principalmente al norte de Huertezuelas y sur de Viso del Marqués. La asociación reconocida en las lumaquelas terminales consta esencialmente de braquiópodos, como S*vobodaina havliceki* Villas, *Hedstroemina almadenensis* Villas, *Portranella exornata* (Sharpe), *Tafilaltia brevimusculosa* Villas, *Aegiromena* cf. *aquila intermedia* Villas y *Rafinesquina lignani* Villas. También hay abundantes briozoos trepostomados (dos formas ramificadas distintas y una masiva) y cryptostomados, además de raros trilobites, graptolitos y pelmatozoos (entre estos

últimos, *Mespilocystites lemenni* Gutiérrez Marco). El conjunto de dicha asociación permite identificar la Biozona de *Svobodaina havliceki*, representativa del intervalo Caradoc terminal-Ashgill inferior (GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO, 1987; VILLAS, 1995). El límite inferior de los Bancos Mixtos, en ausencia de datos bioestratigráficos, podría asignarse de modo tentativo al Caradoc post-Marsbrookiense.

2.1.9. Calizas bioclásticas y dolomías (9). Caliza Urbana. Kralodvoriense/Ashgill inferior

A techo de los Bancos Mixtos aparece un tramo de rocas carbonatadas muy discontinuo, de espesor medio entre 5 y 20 m, conocido como Caliza Urbana (HENKE, 1926), la única unidad propiamente calcárea del Ordovícico de la Zona Centroibérica. Su nombre está tomado de la terminología minera de Los Guindos (Jaén), donde fue atravesada por el pozo Urbana. Algunos autores incluyen estos carbonatos dentro de los Bancos Mixtos (TAMAIN, 1967; SAUPE, 1971). Sin embargo, la Caliza Urbana es lo suficientemente distintiva (a pesar de su escaso espesor y su carácter discontinuo) como para ser tratada en forma separada, tal como hacen GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO (1987) y SARMIENTO (1993).

La Caliza Urbana se dispone a techo de los Bancos Mixtos, en contacto con las suprayacentes Pizarras Chavera, aunque el carácter discontinuo de la unidad hace que, en general, se encuentren las Pizarras Chavera directamente en contacto sobre las lumaquelas terminales de los Bancos Mixtos. Por tanto, lo más frecuente en la Hoja y en la región es que falte este nivel, pero donde se ha reconocido se ha representado en la cartografía (fuera de escala dado su reducido espesor), por su importancia como nivel-guía. Así, se encuentran afloramientos en el sinclinal de la Cuerda del Corralón (O de la Hoja), en el sinclinal de Viso del Marqués, en el sinclinal de Villalba de Calatrava, etc.

Algunos afloramientos de la Hoja han sido estudiados por diversos autores con anterioridad. FUGANTI y SERPAGLI (1968) y HAFENRICHTER (1979) estudian una sección situada inmediatamente al SO de Viso del Marqués y señalan la presencia de intercalaciones de niveles arenosos y cuarcíticos entre los bancos calcáreos, y la existencia de un tramo margoso basal que SARMIENTO (1993) considera perteneciente al techo de los Bancos Mixtos basándose en argumentos paleontológicos. En algunas secciones hay intercalaciones margosas indiscutibles, como en las inmediaciones de la Peña del Aguila, a la altura del km 13’5 de la Ctera de Huertezuelas a Calzada (PALERO y MARTÍN-IZARD, 1988; SARMIENTO, 1993).

las observaciones realizadas en el área de la Peña del Aguila, permiten establecer dos tramos, el inferior margo-arenoso, de 1,5 a 2 m, con un nivel calcáreo basal, y el superior, de calizas masivas lumaquélicas y 3 m de espesor, de acuerdo con PALERO y MARTÍN IZARD (1988) y SARMIENTO (1993). También se señala la existencia de niveles de removilización con cantos fosfatados milimétricos en el tramo inferior, así como en la base del superior (SARMIENTO, 1993) que apuntan la posibilidad de una interrupción sedimentaria asociada a la base de la unidad, aunque puede tratarse de fenómenos de carácter muy local o de muy poca entidad, si bien es cierto que las facies calcáreas del Ashgill son discordantes sobre materiales de distintas edades en otras áreas del Macizo Hespérico.

Por otro lado, en el techo del penúltimo banco de caliza en este afloramiento existe una concentración notable de nautiloideos ortoconos y el techo de la formación muestra evidencias de karstificación previa al depósito de la siguiente unidad. Además, existe una

dolomitización descendente que afecta al techo de la unidad (SARMIENTO, 1993), también afectado por mineralizaciones estratoides de Pb-Zn en zonas próximas (PALERO y MARTÍN IZARD, 1988). Estos hechos evidencian una discontinuidad a techo de la Caliza Urbana, fenómeno ya señalado por HAFENRICHTER (1979, 1980), para quien el descenso eustático del nivel del mar durante la glaciación finiordovícica provocó la emersión de gran parte de la plataforma surcentroibérica, erosionándose parcialmente los últimos sedimentos previos a la glaciación (Caliza Urbana y unidades más antiguas en áreas más septentrionales).

La cuestión del espesor de la unidad es un tema controvertido, ya que autores distintos utilizan criterios diferentes a la hora de establecer la posición de la base de la Caliza Urbana, de manera que los datos bibliográficos de espesores no son comparables a priori. SARMIENTO (1993) revisa algunas localidades y modifica los espesores en algunos casos.

En concreto, en el sinclinal del Sur de Viso del Marqués considera que la potencia de la unidad es de 16 m, ya que el tramo margoso inferior (9,5 m + 1 m de caliza basal) descrito por autores anteriores lo considera parte de los Bancos Mixtos. En el sector del Cortijo Cabañas y la Peña del Aguila el espesor es de 4,5-5 m (0,2 m de calizas, 1,5 m de margas con intercalaciones calcáreas, y 3 m de calizas en 3-5 bancos).

La Caliza Urbana presenta también notables variaciones laterales litológicas. Así, en muchos afloramientos la recristalización es prácticamente total, mientras en otros se reconocen estructuras y fósiles. En el sinclinal de Viso del Marqués se aprecian intercalaciones milimétricas a centimétricas de limolitas oscuras en la mitad inferior, así como algunos estratos decimétricos de cuarcitas verdosas, características que no se reconocen en otros sectores. Por otra parte, desde HENKE (1926) se conoce la presencia de materiales volcánicos asociados a la Caliza Urbana, fenómeno detectado en el ámbito de la Hoja, en los cerros de la Torreta y Aparicio (Bazán).

Las muestras estudiadas, procedentes de diferentes afloramientos de la Hoja, revelan cierta variabilidad litológica en cuanto al carácter más o menos bioclástico. Sin embargo, en todas las muestras se observan indicios de dolomitización, ferruginización, silicificación y dedolomitización, sin poder establecerse claramente su ordenacion temporal. El resultado es una caliza ferruginosa (a veces dolomita) con porosidad de tipo "rug" parcialmente rellena por calcita. Suele haber abundantes clastos de cuarzo.

Este tramo carbonático ha sido explotado desde antiguo, unas veces para caleras, como en el sector de la Finca Cabañas, y otras por las minealizaciones asociadas, como en el área de la Peña del Aguila (PALERO y MARTÍN-IZARD, 1988; PALERO, 1991), por lo que muchos afloramientos han desaparecido.

Casi todos los autores coinciden en considerar esta unidad como depositada en una plataforma somera carbonatada, extensa y de bajo gradiente, de edad Ashgill inferior (SARMIENTO, 1993), que supone la culminación del ciclo regresivo del Ordovícico superior.

Desde el punto de vista cronoestratigráfico, la Caliza Urbana se considera como Ashgill inferior (Cautleyense-Rawtheyense ?), merced a los conodontos estudiados por FUGANTI y SERPAGLI (1968) en los primeros niveles de la sección de Viso del Marqués (también encontraron crinoides, braquiópodos y algunos briozoos, pero con escasa precisión bioestratigráfica).

Estos son los primeros conodontos ordovícicos citados en España, encontrados al sur de Viso del Marqués por FUGANTI y SERPAGLI (1968). Su relación original de especies fue revisada en taxonomía multielemental por SARMIENTO (1993), autora junto con HAFENRICHTER (1979), de nuevos descubrimientos de conodontos en afloramientos de la Caliza Urbana situados en el área de la Peña del Aguila (norte de Huertezuelas). Por nuestra parte, una sección diferente de las anteriores, pero igualmente localizada al sur de Viso del Marqués, proporcionó *Scabbardella altipes* (HENNINGSMOEN), *Amorphognathus ordovicicus* BRANSON y MEHL, "*Eocarniodus" gracilis* (RHODES), *Sagittodontina robusta* Knüpfer e *Icriodella superba* Rhodes, pertenecientes a una asociación característica (Biozona de *Amorphognathus ordovicicus*) muy difundida en el Ashgill pre-Hirnantiense (Kralodvoriense) de toda Sierra Morena (FUGANTI y SERPAGLI, 1968; SARMIENTO, 1993).

2.1.10. Pizarras (10). Pizarras Chavera. Hirnantiense/Ashgill terminal

Las Pizarras Chavera (TAMAIN, 1972) se disponen mediante un contacto neto sobre los Bancos Mixtos o la Caliza Urbana (cuando existe). Equivalen a las Pizarras de Muro (definidas por SAUPE, 1971 en Almadén), así como a las Pizarras Castellar (HENKE, 1926). Su espesor en la Hoja es de 70-100 m y afloran principalmente en el sinclinal de la Cuerda del Corralón y formando el núcleo del sinclinal del Sur de Viso del Marqués, así como en grandes extensiones (parcialmente recubiertas por depósitos recientes) en el sinclinal de Villalba de Calatrava y al N de Viso del Marqués.

Esta unidad está representada por una sucesión pizarrosa, de unos 100-150 m. de potencia, en la que hacia techo y de forma progresiva se van intercalando láminas y capas centimétricas de areniscas de grano muy fino y color gris oscuro. Las facies más comunes son pizarras muy finas, suaves al tacto, de tonos gris oscuro a negro, algo micáceas y de aspecto masivo que en el campo dan una morfología inconfundible de pequeños pináculos sobre planos alomados, en los que la vegetación es casi inexistente.

El ambiente sedimentario que se les atribuye es el de una plataforma marina externa, con poca energía y oxígeno, por debajo del nivel de base del oleaje de tempestad.

En algunas localidades próximas a la región estudiada se ha descrito la existencia de niveles con cantos de diversa naturaleza (entre ellos de Caliza Urbana) en la base de la unidad (CHAUVEL *et al*., 1969; TAMAIN, 1972; GUTIERREZ-MARCO y RÁBANO, 1987). Se interpretan como depósitos glaciomarinos o niveles de removilización ligados al descenso eustático relacionado con la glaciación finiordovícica (facies de "pelitas con fragmentos" del Ashgill superior nordgondwaniense). La edad de la base de la unidad será, pues, Ashgill post-glacial, es decir, ligada a la transgresión del Hirnantiense superior (ROBARDET y DORE, 1988; SAN JOSÉ *et al*., 1992). Estos fenómenos glacioeustáticos pueden ser responsables de los cambios de potencia de la Caliza Urbana y de la ausencia de ésta y de otras unidades anteriores en algunas regiones de la Zona Centroibérica, como en Herrera del Duque (PIEREN, 1986).

Se trata de un tramo prácticamente azoico y se ha considerado tradicionalmente como el techo del Ordovícico, pero HAFENRICHTER (1980) encontró restos de acritarcos de edad Llandoveriense inferior (Silúrico) en la parte más alta de la unidad. Sin embargo SARMIENTO (1993) duda de la fiabilidad de la datación, y recientemente, GARCÍA PALACIOS *et al*. (1996) estudian el mismo perfil y llegan a la conclusion de que la muestra de acritarcos silúricos se

sitúa realmente en los niveles arenosos basales de la unidad suprayacente, de modo que las Pizarras Chavera son enteramente ordovícicas.

La unidad no contiene fósiles en los afloramientos estudiados, pero de acuerdo con los datos regionales su edad corresponde al Ashgill terminal (Hirnantiense), y resultaría correlacionable con las facies ubicuas de las "pelitas con fragmentos", que localmente revisten características glaciomarinas (ver SAN JOSÉ et al, 1992, con referencias previas; y PARIS *et al*., 1995, con las últimas dataciones micropaleontológicas).

2.2. SILÚRICO

2.2.1. Cuarcitas (11). Cuarcita del Criadero. Llandovery inferior y medio

Sobre las pizarras de la unidad anterior se dispone un tramo de 20-50 m de cuarcitas blancas y grises en paquetes decimétricos a métricos sin apenas intercalaciones pizarrosas. ALMELA *et al*. (1962) las denominaron Cuarcitas del Criadero en Almadén por estar asociadas a las mineralizaciones de mercurio. Equivalen a las Cuarcitas Superiores (TAMAIN, 1972) y a las Cuarcitas de Castellar (HENKE, 1926), en la Sierra de La Carolina, así como a las Cuarcitas del Llandovery de RICHTER (1967) y BUTENWEG (1968). Es una de las pocas unidades del Paleozoico surcentroibérico definidas formalmente (GALLARDO MILLAN *et al*., 1994), que se extiende desde la Sierra de San Pedro (Cáceres) hasta el extremo oriental de Sierra Morena.

Al tratarse de un tramo cuarcítico con materiales blandos a techo y a muro, da lugar con frecuencia a relieves en forma de cresta estrecha que son muy característicos. Aflora en el sector de la Cuerda del Corralón, al N de Huertezuelas, donde el relieve que origina dibuja una clara estructura sinclinal; también aflora, en el sinclinal de Villalba de Calatrava, aunque aquí su identificación es más compleja debido a la fracturación y al extenso recubrimiento cuaternario que dificulta su reconocimiento.

En los afloramientos de la Hoja solamente suelen verse los últimos 20 m. (Cuerda del Corralón), donde se reconocen geometrías de barras, así como canalizaciones en la parte superior. El espesor total a lo larg de la Hoja puede oscilar entre los 20 y los 30 m. Son frecuentes las laminaciones cruzadas de "ripples", y se ha detectado algún nivel de cantos blandos, que testimonia la existencia de procesos erosivos hacia el techo de la unidad.

Al microscopio son arenas de grano medio a fino constituidas casi exclusivamente por cuarzo bien seleccionado y redondeado con abundante cemento sintaxial. La matriz, muy escasa, proviene de la alteración de posibles feldespatos. Se observa una porosidad moldica de grano debida seguramente a la disolución y evacuación de algunos granos alterados. Una muestra recogida en el mismo techo de la formación presenta mayor participación de feldespatos (10-15%), con un grado variable de alteración.

Se interpreta como resultado de acumulaciones detríticas en la plataforma interna con acción de oleaje dominante.

En cuanto a su edad, aunque la cuarcita es prácticamente azoica fué referida al Ordovídico terminal por ARBEY y TAMAIN (1971) en base al reconocimiento de una supuesta superficie glaciar inmediatamente posterior a su deposito en el área de El Centenillo. GUTIERREZ-MARCO y PINEDA (1988) descubrieron más tarde graptolitos silúricos en diminutas intercalaciones de pizarras negras en la parte superior de la unidad (a 1 m del techo) en un sondeo de El

Centenillo (Jaén). El estudio de los mismos revela una edad Llandovery medio (Aeroniense) para el techo de la Cuarcita del Criadero. Esta datación concuerda con los estudios realizados recientemente (GARCÍA PALACIOS *et al*., 1996) en Corral de Calatrava, donde la cuarcita termina con 3-4 m de areniscas con graptolitos aeronienses.

En el trabajo de GARCÍA PALACIOS *et al*. (1996) se precisa también que la muestra con acritarcos silúricos estudiada por HAFENRICHTER (1980) en el techo de las Pizarras Chavera en Corral de Calatrava fue tomada, en realidad, en los niveles basales de la Cuarcita del Criadero. De esta forma, la cuarcita representa el intervalo Rhuddaniense-Aeroniense (Llandovery inferior y medio), aunque seguramente su base sea moderadamente diacrónica (siempre acotada entre el Hirnantiense tardío y la base del Silúrico según estos autores). Otro hecho apuntado en el mencionado trabajo es la posible existencia de un hiato en el techo de la cuarcita, sellado por pizarras ampelíticas que presentan en su misma base graptolitos del Telychiense basal.

2.2.2. Alternancia de rocas volcánicas y pizarras (12). Alternancia volcano-sedimentaria. Llandovery-ludlow?

Sobre la Cuarcita del Criadero, reposa una unidad litológica deleznable que da lugar a zonas deprimidas, de laderas muy suaves y en las que apenas se encuentran afloramientos, ya que casi siempre están ocupadas por el recubrimiento Cenozoico.

En zonas próximas, por encima de la Cuarcita del Criadero aparece una sucesión similar a la descrita en el Sinclinal de Almadén, consistente en un primer tramo pizarroso con graptolites llandoverienses (los "Esquistos con Monograptus" de TAMAIN, 1972) al que sigue una potente alternancia de pizarras y areniscas con abundantes intercalaciones volcánicas, que en su parte superior pertenece ya al Devónico.

En la Hoja de Viso del Marqués, solamente se han encontrado afloramientos en el sinclinal de la Cuerda del Corralón, y en todos los casos se ha observado la presencia de materiales volcanosedimentarios reposando directamente sobre la unidad cuarcítica. Ello no significa que no exista en la Hoja el tramo de pizarras con graptolites, pero no hay constancia de su presencia. En la columna 04 se han reconocido unos 80 metros de pizarras sobre la cuarcita, pero se observan intercalaciones volcanosedimentarias desde muy cerca de su base.

El término Alternancias Volcanosedimentarias fue acuñado por GARCÍA SANSEGUNDO *et al*. (1987) en el sinclinal de Almadén, donde también se reconocen entre los materiales del Devónico. La existencia de material volcánico en el Silúrico había sido citada ya por SAUPE (1971, 1973) y TAMAIN (1972) en Almadén y el Centenillo, respectivamente.

En la Cuerda del Corralón se observa un conjunto constituido casi en su totalidad por estratos volcanodetríticos, en los más de 130 m medidos hasta el núcleo del sinclinal, en lo que es la única zona de afloramiento continuo de la unidad. En otros sectores de la Hoja, la unidad ocupa áreas deprimidas, pero la falta de buenos afloramientos impide precisar la potencia y naturaleza del material. Algunos deficientes afloramientos, siempre aislados, permiten suponer la existencia de tramos de pizarras dentro de la unidad.

Los afloramientos reconocidos se reducen a unos pocos puntos en el sinclinal de la Cuerda del Corralón. En ellos no han podido apreciarse apenas estructuras sedimentarias por tratarse de

condiciones de observación muy deficientes debido a la alterabilidad de los estratos volcánicos. Sin embargo, en la zona de Navalahiguera las condiciones de afloramiento son mejores y se aprecia que las rocas volcánicas son de color pardo-ocre debido a la alteración y gris verdoso en corte fresco. Litológicamente predominan las tobas constituidas por fragmentos de rocas volcánicas básicas de hasta 10 cm de diámetro. En ocasiones se reconocen fragmentos de pizarras, cuarcitas y escorias. La matriz de la roca es de cenizas y carbonatos (PALERO y MARTÍN-IZARD, 1988) y se encuentran varios niveles de 0,3 m a 1 m constituidos por una roca afanítica gris verdosa con fenocristales milimétricos.

Estos materiales se encuentran estratificados en paquetes decimétricos a métricos (los más frecuentes son de 30 cm), superpuestos casi sin intercalaciones pizarrosas. Se observa a veces una cierta granoselección positiva y se intuyen imbricaciones de cantos, así como laminaciones ocasionales de "ripples", que testifican la existencia de procesos de retrabajamiento del material volcánico por la acción del oleaje.

Las rocas volcánicas son muy difíciles de clasificar, debido principalmente a la intensa carbonatización que ha borrado casi totalmente su naturaleza original. No obstante, por su aspecto y por la presencia constante de minerales de alteración verdes, se puede suponer que originalmente eran rocas básicas y ultrabásicas, muy semejantes a las de Almadén (PALERO y MARTÍN-IZARD, 1988).

Al microscopio dominan las texturas amigdalares con esferulitos filosilicatos, pero el intenso reemplazamiento carbonático (calcita o dolomita) enmascara la mineralogía primaria. Se observan, eso si, abundantes vacuolas con una o varias fases de relleno concéntricas. El relleno filosilicatado esferulítico probablemente es de illita-clorita, ya que en un análisis semicuantitativo realizado por el método de energias dispersivas se obtiene en porcentaje de átomos: Mg 5.12, Al 25.7, Si 56.4, K 9.37 y Fe 3.38. También existen rellenos de cuarzo, chert y calcedonia, e incluso calcita. Son abundantes también los óxidos de hierro asociados al carbonato, que podrían constituir el resíduo no reemplazado.

Algunas láminas presentan una parte reemplazada por carbonato, en la que apenas se aprecian texturas originales, y otra parte donde son abundantes las vacuolas con relleno de diferente naturaleza. Una muestra está constituida por calcita y algo de clorita y oxidos, sin textura volcánica reconocible, que puede haber quedado borrada completamente, según se desprende de la existencia de las láminas con dos dominios diferenciados. Solamente se ha observado una muestra en la que se reconoce una compsoción original andesítica. Se trata de una roca intensamente alterada o saussurita y clorita por procesos hidrotermales y con sustitución por carbonato, pero en la que se identifican pseudomorfos de plagioclasas idiomorfos de grano fino y agujas de rutilo o similar (brookita), distribuidas por toda la lámina.

Fuera de la Hoja, en los numerosos puntos de la región surcentroibérica donde se ha estudiado la base de la sucesión pizarrosa que reposa sobre la Cuarcita del Criadero, se puede precisar que los primeros niveles de pizarras ampelíticas corresponden al Telychiense basal (Subbiozona Palmeus de la Biozona Linnaei), según la revisión reciente de GARCÍA PALACIOS *et al*. (1996). Estos autores desmienten la presencia de graptolites aeronienses señalada por autores precedentes en diversas localidades centroibéricas (HABELFERNER, 1931; ALMELA *et al*., 1962; SAUPE, 1971; TAMAIN, 1972; GUTIERREZ-MARCO y PINEDA, 1988).

En la zona de Almadén, GARCÍA SANSEGUNDO *et al*., (1987) han datado esta unidad como Llandoveriense medio-superior a Devónico inferior, con 750 m de espesor. En la zona que nos ocupa, sin embargo, solo afloran los 150 m inferiores (estando erosionada la parte superior), de manera que se ha considerado de forma provisional que los materiales aflorantes en la Hoja no sobrepasan el Ludlowiense aunque en la vecina Hoja de Santa Cruz de Mudela la serie continúa hasta el Devónico (Emsiense superior).

2.3. TERCIARIO

Los depósitos de esta edad forman el relleno de tres grandes depresiones en el sector septentrional de la Hoja, las tres constituidas por llanuras deprimidas de cierta extensión desarrolladas sobre las Pizarras de Río ordovícicas.

El sector donde la serie es más completa es el más occidental, entre el Cortijo de la Nava y el Arroyo de la Cañada de Milano. En la vecina Hoja de Mestanza (836) se ha levantado un perfil en esta depresión, que representa algo más de 20 metros de serie terciaria.

En la cartografía se han diferenciado dos unidades:

- Arcillas rojas y areniscas (13) en la parte inferior, con casi 20 m de espesor visible, sin que llegue a aflorar la base.
- Calizas y margas (14) en el techo, con un espesor medio de 3-4 m, de los cuales la mitad inferior son margas gris-blanquecinas y la parte superior son calizas lacustres blancas.

El tramo rojo inferior es muy arcilloso en general, con nódulos verdosos y grises de carácter carbonático. Se reconocen cantos dispersos redondeados de cuarcita y pizarra y se intercalan pasadas limo-arenosas, pudiendo reconocerse, en ocasiones, cuerpos conglomeráticos de espesor decimétrico a métrico con cantos cuarcíticos y pizarrosos y abundante matriz arenosa. En la Hoja de Viso del Marqués las laderas se encuentran extensamente coluvionadas y resulta difícil reconocer con detalle las características de la sucesión estratigráfica.

En el sector de la carretera de Calzada de Calatrava a Viso del Marqués se reconoce casi exclusivamente la parte superior carbonatada, con aspecto pulverulento en general. Al microscopio es un agregado micrítico con recristalizaciones que incorpora clastos de cuarzo de tamaño arena. Hay dolomita y calcita, y se observa una porosidad de tipo "rug" ferruginizada.

Se trata, por tanto, de depósitos sedimentados en ambientes continentales de abanico aluvial, que culminan en un nivel lacustre carbonatado. Por correlación con subcuencas cercanas se atribuye una edad Plioceno para estos sedimentos, pudiendo llegar a ser Mioceno en su base.

2.4. CUATERNARIO.

Se incluyen en este apartado los diferentes tipos de depósitos superficiales presentes en la Hoja 1:50.000 de Viso del Marqués, y que abarcan edades comprendidas entre el Plioceno (las más antiguas) y el Cuaternario más reciente (Holoceno).

Señalar que esta asignación de edades relativas se hace de una manera aproximada, dada la falta de dataciones absolutas realizadas al respecto.

Para fijar esta cronoestratigrafía se han tenido en cuenta las relaciones de los distintos episodios deposicionales que pueden comprobarse en la zona, y que pueden relacionarse con otros episodios a nivel regional.

2.4.1. Gravas y Cantos poligenicos de Cuarcita y Cuarzo. Aremas, arcillas y areniscas (15). Rañas. Plioceno superior-Pleistoceno inferior

Están presentes en los piedemontes que son propios del último episodio de relleno de depresiones interiores de la Meseta.

La cartografía de esta formación superficial en la Hoja de Viso del Marqués, presenta alguna dificultad debido a la ausencia de morfologías claras. Además los depósitos asociados se encuentran muy reelaborados y dispersos, debido a la importante actividad agrícola desarrollada en este área. No obstante, se ha podido diferenciar un afloramiento situado al norte del cerro de la Bellida, y a una cota de 730-740 m. La Raña en este punto se sitúa sobre las pizarras paleozoicas de la formación del Río. Se compone de clastos de cuarcita (90%) y cuarzo (10%), subangulosos-subredondeados, en cuya fracción mayor de 2 cm predominan los tamaños entre 5-10 cm, siendo el centil de hasta 30 cm. En la fracción menor de 2 cm los contenidos en grava son del 40-60% y el resto está constituido por arena, limo y arcilla.

Su espesor es difícil de establecer debido a la mezcolanza de los depósitos de coluvión a los que se asocia por el norte, así como a los procesos de coluvionamiento generalizado que existen en las laderas (parte de cuyos materiales son retomados de la propia Raña). Estos procesos impiden medir su potencia, así como sus características sedimentológicas.

La edad de la Raña se sitúa en el Plioceno Superior (MOLINA, 1975, PÉREZ GONZÁLEZ, 1981).

2.4.2. Rocas volcánicas (16). Coladas. Pliocuaternario

En diversos puntos de la Hoja (en torno al cuadrante NO) afloran materiales volcánicos superficiales de origen reciente que constituyen manifestaciones ya muy meridionales del vulcanismo del Campo de Calatrava, extendido por una amplia porción de la meseta meridional iberica.

Existen referencias de la presencia de vulcanismo en el Campo de Calatrava desde la mitad del siglo XIX y corresponden a MAESTRE (1836 y 1844), y EZQUERRA DEL BAYO (1844).

QUIROGA (1880), CALDERÓN (1883 y 1905) y GONZÁLEZ REGUERAL (1920) realizan los primeros estudios petrográficos y los relacionan con el resto de las rocas volcánicas recientes de la Península Ibérica.

Los estudios posteriores de HERNÁNDEZ PACHECO (1921 y 1927), los de F. HERNÁNDEZ PACHECO en las Hojas geológicas 1:50.000 del I.G.M.E (1928 a 1935) en colaboración con ALVARADO, FERNÁNDEZ VALDÉS, MESEGUER, DE LA ROSA Y TEMPLADO, y sobre todo la monografía de F. HERNÁNDEZ PACHECO (1932), dan una visión de conjunto de esta región volcánica, tanto de su distribución espacial como de sus características petrológicas, vulcanológicas y de la edad de la actividad volcánica.

MOLINA, PÉREZ GONZÁLEZ Y AGUIRRE (1972) y MOLINA (1974 y 1975) estudian la estratigrafía de los materiales terciarios y cuaternarios, al mismo tiempo que relacionan éstos con las rocas volcánicas.

En los últimos tiempos son los trabajos de ANCOCHEA *et al*. (1979), ANCOCHEA Y DEL MORO (1980) y ANCOCHEA Y BRANDLE (1981) los que aportan mayores datos sobre el vulcanismo del Campo de Calatrava, tanto de su quimismo como petrología y cronología. Todos estos trabajos quedan sintetizados en la tesis doctoral de ANCOCHEA (1983), donde se dan a conocer nuevos datos revisándose los aspectos vulcanológicos, geocronológicos, geoquímicos y petrogenéticos.

CEBRIA (1992) realizó su tesis de licenciatura sobre el vulcanismo de esta región, pero basándose en aspectos más geoquímicos fundamentalmente.

Regionalmente los centros de emisión parecen situarse en relación con la red de fracturación hercínica y tardihercínica, reactivada parcialmente en distensión bajo el campo de esfuerzos reciente, seguramente por flexión cortical de la Meseta Meridional como consecuencia del emplazamiento final de las unidades alóctonas de la Cordillera Bética sobre el Valle del Guadalquivir.

Los mecanismos eruptivos han sido esencialmente de tipo estromboliano, hidromagmático o una mezcla de ambos, formandose en el primer caso conos piroclasticos, generalmetne con una o varias coladas asociadas, mientras que en el segundo se originan o bien calderas de explosión, o bien "maares" con anillo de tobas asociado.

En la Hoja de Viso del Marqués apenas quedan restos de conos piroclasticos (que han debido ser destruidos por la erosión). Solamente se observan coladas basálticas, siempre en areas elevadas (sometidas, por tanto, a intensos procesos erosivos). En concreto, sobre el anticlianl de la Sierra de la Atalaya se distinguen varias coladas de cierta entidad, relacionadas con centros de emisión más o menos conservados.

Buena parte de estas coladas tienen su origen en los volcanes de la Atalaya (38º36'45"N / 3º48'20"W) y de las yeguas (38º39'25"N /3º48'50"W) (ANCOCHEA, 1983). Se trata de dos centros de emisión parcialmente conservados en los que ha dominado la actividad de tipo estromboliano. Estos edificios están formados por acumulación de coladas, algunas de las cuales descendieron hacia los valles en sentido norte y sur, interceptando a su paso las formaciones cuarcíticas sobre las que se desarrollan.

Se distiguen varias coladas superpuestas, que ANCOCHEA (1983) diferencia en función de su composición geoquímica. En planta se presentan como una superficie lisa, sin irregularidades importantes y con morfología ondulada.

Por su extensión le sigue en importancia el volcán de las Tontas (38º36'45"N / 3º47'00"W), situado al sur del anterior entre el Peñón de la Serrana y la Solana de las Panderas. Se compone de una serie de cerros volcánicos de los que desciende una colada hacia el sur.

Otros afloramientos volcanicos, de reducidas dimensiones y no recogidos en el inventario de ANCOCHEA (1983), se localizan en el collado de la Riscada, en la Cuerda de los Castillejos de San Isidro, al Norte de la Hoja.

Por último, señalar un pequeño afloramiento situado en el límite occidental de la Hoja en la ladera de la margen derecha del arroyo del Lobo, y que ANCOCHEA (1983) denomina El Corralón.

La composición petrográfica de los productos de emisión corresponde en su totalidad a las melilititas y nefelinitas olivinicas, limburgitas y basaltos. En la cartografía se ha optado por agruparlos todos bajo el nombre genérico de basaltos, a falta de análisis microscopicos sistemáticos que definan normativamente su composición química. En lámina delgada se observa una intensa alteración a iddingsita.

Generalmente se trata de rocas masivas de tonos gris-negruzcos (de ahí la toponimia local de negrizales) que suelen presentarse bastante alteradas en superficie. En algunos afloramientos el material volcanico engloba cantos de tamaño centimétrico a decimétrico cuya naturaleza corresponde a las rocas del entorno próximo (cuarcitas y pizarras). Tal es el caso de los pequeños afloramientos del collado de la Riscada, en lo alto de un crestón cuarcítico, que además se encuentran claramente asociados a una falla que corta transversalmente dicho crestón.

La tesis de ANCHOCEA (1983) ofrece dataciones absolutas de algunas coladas, estableciendo como inicio para la actividad volcanica en el Campo de Calatrava el Mioceno Superior (8,6-6,4 m.a). Tras una pausa, la actividad se reanuda, desarrollandose esencialmente en el Plioceno y Cuaternario Inferior (4,7 a 1,7 m.a.), La datación de las coladas del volcán de la Atalaya por el método del K-Ar proporciona una edad absoluta de 1,75 ± 0,4 millones de años, correspondiente al límite Plioceno-Pleistoceno (ANCOCHEA, 1979).

En la Hoja se encuentran tambien indicios de la existencia de procesos freatomagmáticos, ya que al sur de Bazán se observa un área pizarrosa suavemente deprimida con geometría subcircular (de unos 200 m de diámetro) y fondo plano que se interpreta como una morfología de tipo "maar", aunque el anillo de tobas que suele acompañar a estas depresiones esta tan degradado por actividad antrópica que solamente se reconoce la morfología de la cubeta.

2.4.3. Gravas y cantos poligenicos de cuarcita y cuarzo; limos y arcillas (17, 18, 19 y 20). Glacis. Pleistoceno medio-Holoceno

Este tipo de depósitos tienen representación cartográfica en toda la Hoja de Viso del Marqués. Se componen de abundantes cantos y gravas subangulosos de cuarcita, pizarra, y menor proporción de cuarzo, heterométricos, con una matriz limo-arcillosa de color marrón rojizo. La fracción mayor de 2 cm representa el 70%, siendo la media de tamaño en torno a los 5-10 cm y llegando el centil hasta los 20 cm. La fracción arena puede alcanzar en algunos afloramientos hasta el 30-40%, presentándose intercalaciones areno-arcillosas de hasta 20 cm de espesor.

La potencia media se sitúa alrededor de los 2-3 m., pudiendo llegar hasta los 4 m. Generalmente los glacis culminan con un espesor variable de depósitos coluvionales.

2.4.4. Gravas y cantos poligenicos de cuarcita, cuarzo y pizarra; arenas, arcillas y limos (21). Coluviones. Pleistoceno superior-Holoceno

Constituyen los depósitos más representativos de la Hoja de Viso del Marqués, debido a la gran extensión superficial que ocupan.

Se sitúan en la mayoría de las laderas de los relieves paleozoicos, especialmente relacionados con litologías cuarcíticas y pizarrosas.

Se componen de cantos y gravas angulosos-subangulosos de cuarcita y cuarzo, con abundante contenido en arenas y limos de colores pardos y rojizos. Si estos depósitos se desarrollan sobre relieves de naturaleza pizarrosa, el contenido en clastos de pizarras se hace predominante, observándose un mayor contenido en matriz arenosa.

La relación clastos-matriz varía entre un 30-40% de fracción gruesa frente a un 70-60% de fracción fina.

Estos depósitos se alimentan tanto de fragmentos de roca procedentes de la erosión de las formaciones paleozoicas como de la removilización de otros depósitos superficiales tales como los glacis y la Raña.

Desarrollados sobre los coluviones es frecuente la existencia de suelos rojos fersialíticos, parcial o totalmente destruidos gracias a la incesante actividad agrícola llevada a cabo en las laderas donde se ubica. Ello dificulta una mayor precisión en su cartografía, así como una buena estimación de su potencia.

2.4.5. Cantos y gravas poligénicos de cuarcita y cuarzo; arenas, arcillas y limos (22 y 23). Conos de deyección. Pleistoceno superior-Holoceno

Ocupan buena parte del cuadrante NO de la Hoja, en relación con la desembocadura de los barrancos que surcan los relieves montuosos asociados al vértice de la Atalaya de la Calzada, tanto en su vertiente E como en la O. Destacan otros de menor entidad, desarrollados al pie de la Sierra del Algibe.

Se trata de depósitos compuestos de cantos rodados muy heterométricos y angulosos de cuarcita, con abundante proporción de limos y arcillas de color pardo-rojizo. La disposición de los clastos es caótica, variando la proporción fracción gruesa-fina desde la zona más próxima de 80-20% a la zona más distal donde la misma relación es 60-40%.

Lateralmente se relacionan con depósitos coluvionales, de cuyas características litológicas no difieren, distinguiéndose en estos casos por su morfología.

Se estima un espesor aproximado superior a los 3 m., aumentando considerablemente, cuando aparece una segunda generación de conos de deyección superpuesta a la primera. Este hecho se observa en la ladera oeste del vértice de la Atalaya de la Calzada.

La edad relativa propuesta abarca desde el Pleistoceno Superior para la primera generación, hasta el Holoceno para la segunda.

2.4.6. Cantos y gravas poligénicos de cuarcita y cuarzo; arenas, limos y arcillas (24 y 25). Terrazas. Pleistoceno superior-Holoceno

Estos depósitos se asocian al río Fresnedas, principal vía fluvial de la Hoja, así como al arroyo de los Molinillos, afluente de este último.

Se localizan a lo largo de sus márgenes, diferenciándose dos niveles: uno bajo, en relación con el cauce actual y otro situado a 1-2 m. por encima del anterior. En el caso del arroyo de los Molinillos, solamente se ha cartografiado el nivel inferior.

Su depósito está constituido por clastos redondeados, dominantemente cuarcíticos, de

tamaños que oscilan entre 5 y 7 cm y con un centil de hasta 12 cm. La matriz es limo-arenosa de color beige, siendo la proporción de ésta, en relación con la fracción gruesa de 30-70%. El espesor observado no sobrepasa los 2 m.

Estas características varían en el caso de las terrazas más bajas, siendo predominantemente fangosas, con arenas, limos y arcillas y cantos dispersos de cuarcita de tamaños no superiores a los 5 cm.

2.4.7. Arenas, limos y arcillas con intercalaciones de cantos y gravas poligénicos (26, 27, 28 y 29). Glacis actuales-subactuales. Depósitos de aluvial-coluvial. Zonas semiendorreicas. Fondo de valle. Barras fluviales.. Holoceno

Se engloban en este apartado todos los depósitos mencionados en el enunciado, por poseer características litológicas similares, aunque de génesis diversas.

En general se componen de arenas, limos y arcillas de colores beiges y rojos, con cantos dispersos heterométricos de cuarcita, cuarzo y pizarras, siendo más abundantes estos últimos en los depósitos de aluvial-coluvial.

2.4.8. Bloques y cantos de cuarcita (30 y 31). Canchales, laderas de bloques. Holoceno

Se trata de depósitos recientes compuestos por cantos de cuarcita sueltos, situados al pie de los cresteríos cuarcíticos de mayor altitud, dispuestos de una manera caótica y a veces inestable. Son fruto de los distintos procesos de meteorización mecánica a los que se ven sometidos los resaltes morfológicos de mayor envergadura.

Ocupan pequeñas extensiones. El tamaño de los cantos varía pudiendo alcanzar dimensiones métricas, en cuyo caso se cartografiaron como laderas de bloques.

3. TECTÓNICA

3.1. INTRODUCCIÓN

La Cadena Hercínica es el segmento europeo de un orógeno formado por la colisión de dos grandes bloques continentales (Gondwana y Laurentia-Báltica) durante el Paleozoico superior, que son posteriormente desmembrados por la apertura del Atlántico. Los principales afloramientos de esta cadena son: los Macizos Ibérico y Armoricano que constituyen el Arco Ibero-Armoricano (BARD *et al.*, 1970), el Macizo Central Francés y los Macizos de Bohemia y de la Selva Negra.

Una característica de esta cadena, común con otros orógenos, es su zonación transversal en la que se puede distinguir una parte interna con rocas muy deformadas, con metamorfismo y plutonismo asociados, limitada por dos zonas externas afectadas únicamente por una deformación epidérmica. En el Macizo Ibérico se ha reconocido completa esta zonación.

Han sido varios los autores que han propuesto la división del Macizo Ibérico en zonas, utilizando criterios estratigráficos, tectónicos, metamórficos y magmáticos. LOTZE (1945) ha sido el primero en dividirlo, considerando la estructura, el metamorfismo y el plutonismo consecuencia de la Orogenia Hercínica y reconociendo, por otra parte, una cierta simetría en la disposición de las zonas. Esta propuesta ha sido aceptada hasta la actualidad por la mayor

parte de los autores, aunque con algunas modificaciones. Entre ellas destaca la realizada por JULIVERT *et al*. (1972) que agrupa las zonas Galaico-Castellana y Lusitano-Alcúdica de LOTZE en una única zona que denominan Centroibérica (ZCI). Posteriormente FARIAS *et al*. (1987) distinguen dentro de la Zona Centroibérica una nueva zona que denominan Zona de Galicia-Tras os Montes que engloba varias unidades alóctonas. De acuerdo con estos trabajos se pueden distinguir en el Macizo Ibérico, de norte a sur, las siguientes zonas: Zona Cantábrica, Zona Asturoccidental-Leonesa, Zona de Galicia-Tras os Montes, Zona Centroibérica, Zona de Ossa-Morena y Zona Sudportuguesa.

Dentro de los límites actualmente aceptados de la Zona Centoribérica (ZCI) como son, al norte, la Falla de Vivero y el Sinclinal del Sil-Truchas (MARTÍNEZ CATALÁN *et al*., 1992) y al sur la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba (BURG *et al*., 1981; MATTE, 1986; ABALOS, 1990; QUESADA, 1991) se pueden diferenciar de acuerdo con DÍEZ BALDA *et al*. (1990) y DÍEZ BALDA y VEGAS (1992) dos dominios uno septentrional y otro meridional, cuyo límite entre ambos es impreciso debido a las numerosas intrusiones graníticas.

El dominio septentrional, que corresponde al Dominio de los Pliegues Acostados, se caracteriza por la existencia de afloramientos de neises glandulares preordovícicos, granitos sin y tardiorogénicos, amplias áreas con metamorfismo regional de alto grado así como pliegues acostados vergentes al E y al NE.

El dominio meridional, que corresponde al Dominio de los Pliegues Verticales, se caracteriza por la existencia de extensos afloramientos de pizarras y grauvacas preordovícicas, granitos postorogénicos, un metamorfismo de grado bajo o muy bajo y pliegues sin vergencia definida. La parte más meridional de este dominio presenta, a su vez, rasgos distintos como son rocas preordovícicas diferentes de las anteriores (con afinidades ossa-morénicas), un metamorfismo que varía de alto a muy bajo grado y la existencia de pliegues tumbados vergentes al NE.

La Hoja de Viso del Marqués, se encuadra en el dominio meridional de la ZCI o también Dominio de los Pliegues Verticales ("sensu lato"). La configuración estructural de este dominio es el resultado de la superposición de varias "fases de deformación" de las cuales las más importantes corresponden a la Orogenia Hercínica. Hay, por otra parte, evidencias de otras deformaciones anteriores enmascaradas posteriormente por la citada orogenia, así como movimientos más tardíos atribuidos a la Orogenia Alpina, de menor importancia y casi siempre de carácter frágil.

3.2. DEFORMACIONES PREHERCINICAS.

Las deformaciones detectadas en el Dominio de los Pliegues Verticales en que se ubica esta Hoja, pueden agruparse en dos conjuntos, uno prehercínico que incluye las deformaciones de una orogenia fini-Proterozoica o Cadomiense y otro netamente hercínico de edad Paleozoico Superior.

3.2.1. Deformaciones prehercínicas en el Dominio de los Pliegues Verticales.

Se considera que las deformaciones prehercínicas en este dominio no generaron más que pliegues, fallas, basculamientos y débiles clivajes no asociados a deformación interna (DÍEZ BALDA *et al*., 1990), pero dada su importancia dentro de la ZCI se describirán someramente estos episodios por orden de antiguedad:

Discordancia Cadomiense (MARTÍNEZ POYATOS *et al*., 2001; GUMIEL *et al*., 2002), visible en el sector más meridional de este dominio, situada a techo de la Serie Negra (ALIA, 1963) y muro de la Formación Urra (GONÇALVES, 1971) y Grupo Malcocinado (Fricke, 1941), ¿también muro del Alogrupo Domo Extremeño (SANTAMARÍA, 1995)?. Esta discordancia se deduce en puntos muy meridionales de la ZCI por las relaciones angulares entre las citadas series y también por la presencia de rocas procedentes de la Serie Negra en conglomerados de la Formación Urra, del Grupo Malcocinado o del Alogrupo Domo Extremeño. La presencia en este alogrupo de potentes brechas intraformacionales ("Facies desorganizadas") indica la existencia de movimientos sinsedimentarios producidos por hundimientos de bloques mientras se depositaban las alternancias de pizarras y grauvacas ("Facies Organizadas"); en la Hoja 836 (Mestanza) se aprecia la relación entre los afloramientos de las brechas y grandes accidentes de dirección NO-SE. La edad más probable de esta deformación se atribuye al Rifeense-Vendiense.

Discordancia Oretánica (SAN JOSÉ, 1984), también denominada Intraalcudiense o Discordancia 1 (SANTAMARÍA, 1995), entre los Alogrupos Domo Extremeño (Alcudiense Inferior) e Ibor (Alcudiense Superior). Son muy numerosos los trabajos sobre ella (REDLIN, 1955; BOUYX, 1970; CRESPO y REY DE LA ROSA, 1971; ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO, 1986; ALVAREZ-NAVA *et al*., 1988; etc.). Es deducida tanto por la observación de las relaciones angulares entre las unidades afectadas, como por el estudio de sus lineaciones de intersección que ponen en evidencia la existencia de un plegamiento previo del conjunto inferior. Si se acepta la hipótesis de RIBEIRO (1974) en el sentido de que esta deformación es el resultado de la adaptación de una cobertera sedimentaria a la deformación frágil de un zócalo rígido, los mismos accidentes que dieron lugar a las brechas intraformacionales del Alogrupo Domo Extremeño serían responsables del plegamiento prediscordancia. La edad de estos movimientos sería Vendiense (VIDAL *et al*., 1994).

Discordancia 2 (SANTAMARÍA, 1995), entre los Alogrupos Ibor (Alcudiense Superior) a muro y Valdelacasa (Cámbrico Inferior) a techo. Esta deformación es muy discutida, e interpretada unas veces como discordancia (ROBLES y ALVAREZ-NAVA, 1988; LÓPEZ DÍAZ, 1993) y otras como discontinuidad (LORENZO y SOLÉ, 1988; SANTAMARÍA y PARDO, 1994). La deformación del conjunto inferior es más débil que en la Oretánica ya que las lineaciones de intersección en ambos alogrupos son generalmente subparalelas (SANTAMARÍA, 1995) salvo en alguna zona puntual (ALVAREZ-NAVA y ROBLES, 1988; LÓPEZ DÍAZ, 1993). Según estudios sedimentológicos realizados por LORENZO y GÓMEZ (inf. int. MAYASA), los frecuentes y repentinos cambios de facies en el Alogrupo Ibor son debidos a movimientos tectónicos sinsedimentarios en la cuenca. Por otra parte la evidente disposición de los afloramientos de dicho alogrupo en bandas limitadas por grandes fallas, de orientación NO-SE, son el reflejo de una tectónica de bloques ocurrida después del depósito de dicho conjunto; esta orientación NO-SE parece indicar que es el reflejo superficial de una reactivación de los accidentes del zócalo ya comentados.

Discordancia Toledánica, que corresponde conceptualmente a la fase Ibérica de LOTZE (1956) aunque se denomina Toledánica por respetar el orden estratigráfico de las discordancias propuesto por el citado autor. Se adopta ese término porque la ubica entre el Ordovícico y

su sustrato y se descarta por ello la denominación Sárdica ya que dicha discordancia se sitúa entre el Ordovícico Medio y el Superior (HAMMANN *et al*., 1982). Es una discordancia angular y cartográfica reconocida en toda la ZCI; en algunas áreas provoca el basculamiento de los materiales del Alogrupo Valdelacasa y también pliegues que podrían ser consecuencia de la reactivación de las fallas mencionadas en el párrafo anterior.

3.2.2. Deformaciones prehercínicas en la Hoja de Viso del Marqués.

Al no existir depósitos preordovícicos en esta Hoja no hay criterios para detectar las deformaciones descritas en el párrafo anterior, por lo que aquí se describirán los episodios deformativos prehercínicos relacionados con los materiales paleozoicos, que son con toda probabilidad, extensibles a todo el Dominio de los Pliegues Verticales.

Durante la sedimentación del Paleozoico Inferior, en el entorno regional de la Hoja de Viso del Marqués, la actividad tectónica tiene escasa importancia, lo que determina una cierta estabilidad de la cuenca sedimentaria; sus características estratigráficas son acordes a las de un margen pasivo. No obstante cabe mencionar la presencia de dos procesos tectónicos que llevan asociados manifestaciones volcánicas:

El primero de ellos, ubicado hacia el techo de las Pizarras de Río (Ordovícico medio), significa un episodio de fracturación, con estructuras profundas según se deduce de la composición de las vulcanitas (MATAS *et al*., 2009).

El segundo (Ordovícico Superior) se sitúa a muro de las Pizarras Chavera que son paraconcordantes con las formaciones infrayacentes. Dentro de estas formaciones se observa que en el tramo superior de los Bancos Mixtos hay eslumpamientos y brechas intraformacionales y que la Caliza de Urbana tiene grandes variaciones de espesor (hasta desaparecer) así como un componente volcánico muy alto; todo este contexto apunta la existencia de un episodio de deformación de carácter extensivo, con fracturación, efusiones volcánicas y movimientos sinsedimentarios que dan lugar a subsidencias intracuenca. Todo ello es fosilizado por la transgresión de las Pizarras Chavera.

Esta discontinuidad sedimentaria se ha relacionado, en otras áreas, con episodios de inestabilidad tectónica (PIEREN, 1986; PINEDA, 1987), episodios que en el caso de la Hoja de Viso del Marqués se prolongan durante el Silúrico.

3.3. DEFORMACIONES HERCINICAS.

La Orogenia Hercínica o Varisca es un complejo proceso polifásico en el que se sucedieron varias fases de deformación, de forma más o menos continua, con características muy diferentes y cubriendo un largo período de tiempo desde el Devónico Medio al Carbonífero más alto.

3.3.1. Deformaciones hercínicas en el Dominio de los Pliegues Verticales *(sensu lato).*

Como ya se indicó en la introducción del capítulo de tectónica, la ZCI fue subdividida, desde el punto de vista estructural y sin considerar las diferencias de metamorfismo, en dos dominios: hacia el norte el Dominio de los Pliegues Acostados y en su tramo meridional el Dominio de los Pliegues Verticales (DÍEZ BALDA *et al*., 1990).

Recientemente y en la parte más meridional del Dominio de los Pliegues Verticales (aunque fuera de la zona de estudio) y en contacto con la ZOM, se ha descrito la existencia de una Unidad Alóctona (MARTÍNEZ POYATOS *et al*., 1995), compuesta por materiales de afinidad ossa-morénica, cuya estructura se caracteriza por la existencia de pliegues tumbados isoclinales y plurikilométricos vergentes al NE, con ejes de dirección NW-SE y una foliación de plano axial, que contiene una lineación de estiramiento en la que se observan estructuras asimétricas que indican un sentido del movimiento de techo hacia el E-SE. Dichos pliegues, que se interpretan como retrovergentes respecto del cabalgamiento de la ZCI sobre la ZOM, se han desarrollado en relación con un cizallamiento simple y se reconoce la existencia de un cabalgamiento semifrágil posterior con desplazamiento del bloque de techo hacia el E-NE, que es contacto entre la citada Unidad Alóctona y los materiales ubicados al norte de la misma, que denominan Unidad Paraautóctona (MARTÍNEZ POYATOS *et al*., op cit), la cual se correspondería con el Dominio de los Pliegues Verticales (sensu estricto) de DÍEZ BALDA *et al*., (1990). Los citados autores interpretan que el desplazamiento causado por estas deformaciones evoluciona en el tiempo desde movimientos subparalelos a las estructuras a otros perpendiculares (transpresión) y han denominado a esta etapa como "Fase de deformación principal".

La edad asignada a los pliegues tumbados sería Devónico Medio-Superior (anteriores al Carbonífero Inferior de facies "Cülm") y la asignada al cabalgamiento Carbonífero Inferior-Medio (MARTÍNEZ POYATOS *et al*., 1998).

En este sector más meridional del Dominio de los Pliegues Verticales, al S de Los Pedroches, así como en el área de Salamanca y Sistema Central, en probable continuación con la "Fase de deformación principal" (primera fase observable en las partes profundas de la cadena o en núcleos antiformales tardíos), se reconoce una segunda fase de deformación (F2) de carácter rotacional que se caracteriza por generar bandas o zonas de cizalla de anchura kilométrica y casi siempre subhorizontales. Los pliegues que, en zonas con grado metamórfico medio o alto, tienen charnela curva y son muy asimétricos, desarrollan una foliación (S_2); cuando el grado es bajo, los pliegues que son angulares y de charnela rectilínea, producen una esquistosidad de crenulación poco desarrollada. En estos sectores se han interpretado estas cizallas como extensionales y relacionadas con el colapso que siguió al engrosamiento cortical producido durante la "Fase de deformación principal", que es la primera fase (F1) desarrollada en los mismos (DÍEZ BALDA *et al*., 1992; ESCUDER *et al*., 1995). En determinados puntos del Dominio de los Pliegues Verticales se han reconocido cizallas de F2 posiblemente equivalentes a las citadas, como en el Sinclinal de Guadarranque (MONTESERÍN y PÉREZ ROJAS, 1985; NOZAL y PÉREZ ROJAS, 1985) o Los Yébenes (VÁZQUEZ *et al*., 1992) donde se han identificado estructuras planares (S_2) que también se pueden interpretar en ese sentido.

La tercera fase de deformación (F3), de distribución poco uniforme dentro del Dominio de los Pliegues Verticales, produce, principalmente, pliegues de gran longitud de onda, escasa amplitud, plano axial subvertical y dirección N 100-120 E, muchas veces subparalela a la F1. Estos pliegues tienen una esquistosidad asociada (S_3) que se observa claramente en las áreas con buen desarrollo de la S_2, pero que puede no observarse cuando falta esta esquistosidad o cuando coincide el plano de aplastamiento de F3 con la S_1, cosa que ocurre en amplios sectores. Esta fase alcanza considerable desarrollo en áreas como el sur de Salamanca (DÍEZ

BALDA, 1986), etc. En la ZCI, por otra parte, también se atribuyen a la fase tres numerosas cizallas, de direcciones variables, que pueden ser precoces, simultáneas o tardías respecto al acortamiento NNE-SSO, reflejado principalmente en la distribución de la crenulaciòn S_3 (DÍEZ BALDA *et al*., 1990; VILLAR *et al*., 1992).

La evolución estructural en el Dominio de los Pliegues Verticales (sensu estricto) o también Unidad Paraautóctona, en el área situada al S del Sistema Central-Salamanca y al N de la Unidad Alóctona del sector más meridional del Dominio de los Pliegues Verticales, al S de Los Pedroches, es a grandes rasgos el siguiente:

Abombamiento generalizado durante el Devónico Medio que se traduce en la ausencia de materiales de esa edad (ALMELA *et al*., 1962; PUSCHMANN, 1966; PARDO y GARCÍA ALCALDE, 1984; GUTIÉRREZ-MARCO *et al*., 1990) y que se puede relacionar con la citada "Fase de deformación principal".

A una escala más local, se ha individualizado en el Devónico Superior (Frasniense-Fameniense) de los Sinformes de la Sierra de S. Pedro y de la Codosera-Puebla de Obando (BASCONES *et al*., 1982; SOLDEVILA, 1992; GUMIEL *et al*., 2002) una fase de deformación distensiva con fallas de dirección NO-SE y horizontalizadas en profundidad, que producen el hundimiento del labio sur con el consiguiente relleno del bloque descendido por materiales sintectónicos (LÓPEZ DÍAZ, 1991).

La primera fase de deformación (F1), en el citado sector, produce pliegues de plano axial subvertical, que no tienen vergencia definida, salvo en algún sector como la zona ubicada al sur del Anticlinal de Alcudia (MARTÍNEZ POYATOS *et al*., 2001) que son vergentes al sur, de gran longitud de onda, con una esquistosidad asociada (S1) subparalela a su plano axial y no siempre penetrativa y que tienen una dirección predominante NO-SE.

Esta fase es posterior al Carbonífero inferior, al que afecta y coincide más o menos en edad con la fase que pliega el cabalgamiento de la Unidad Alóctona, a su vez posterior al Carbonífero inferior. Sería por tanto posterior también a la "Fase de deformación principal" descrita anteriormente (a la que también pliega) y produce la primera deformación interna penetrativa en los materiales precámbricos y paleozoicos del Dominio de los Pliegues Verticales (sensu estricto).

En determinados puntos del Dominio de los Pliegues Verticales como Zorita (MATAS *et al*., 2005) o Venta de los Santos (MATAS *et al*., 2009) se han reconocido cizallas de F2, como la Zona de Cizalla extensional de Puente Génave-Castelo de Vide (Martín Parra *et al*., 2006), que es muy tardía, posterior a la Fase 1 de este sector de la ZCI (al N de Los Pedroches), de movimiento hacia el S y posterior a la F2 de Salamanca de movimiento hacia el ESE. Estaría más relacionada con la de Toledo, que corta a pliegues de F3.

En relación con esta zona de cizalla extensional, se generan algunos pliegues de primer orden y continuidad regional (segunda fase de RÍOS ARAGÜÉS, 1977), entre los que cabe destacar el Antiforme de Sierra Madrona-Santa Elena, al N de la zona de cizalla, y el Sinforme del Jándula, al S de la misma. Se trata de pliegues abiertos, de gran longitud de onda, cilíndricos, de plano axial subvertical, con ejes subhorizontales, de dirección aproximada ONO-ESE, girando hacia E-O. No se observan foliaciones ni lineaciones de estiramiento asociadas a esta

fase de replegamiento. Son interpretados como drag folds relacionados con el movimiento extensional de la cizalla (MARTÍN PARRA *et al*., 2006).

En áreas más o menos localizadas del Dominio de los Pliegues Verticales, como al sur y oeste de Salamanca, así como en el sector El Centenillo-Santa Elena, se ha definido una cuarta fase de deformación F4 (GIL TOJA *et al*., 1985; Fase 3 de RÍOS ARAGÜÉS, 1977), de irregular desarrollo, que ha generado pliegues de escala hecto-decamétrica de plano axial norteado que, localmente, llevan asociada una esquistosidad de crenulación. En algunas zonas de los Montes de Toledo y en la citada de El Centenillo-Santa Elena, esta fase genera figuras de interferencia con la primera (F1) de tipo 1 (RAMSAY, 1967) que es la típica estructura en "domos y cubetas" (ROIZ, 1979; JULIVERT *et al*., 1983). En otros sectores como Extremadura y respondiendo al mismo sentido de acortamiento E-O (compresión máxima), puede generar bandas de cizallamiento, por lo general de carácter frágil y de anchura variable, con orientación predominante NO-SE y movimiento senextro y otras conjugadas NE-SO de menor incidencia y movimiento dextro (MATAS *et al*., 2005; GUMIEL *et al*., 2002).

Las estructuras tardihercínicas son de carácter eminentemente frágil. Son fracturas, de orientaciones principales ONO-ESE, OSO-ENE y NO-SE con sus conjugadas NE-SO, que presentan una historia deformativa compleja, con reactivaciones de fracturas previas a las que suceden etapas de distensión y/o desgarre. Su actividad, en ocasiones, se registra hasta tiempos muy recientes bajo regímenes de esfuerzos alpinos y neotectónicos.

3.3.2. Deformaciones hercínicas en el contexto de la Hoja de Viso del Marqués.

Los materiales paleozoicos que afloran en este trabajo y en su entorno regional están estructurados por la citada orogenia que está acompañada de procesos metamórficos y magmáticos. El análisis estructural, bien a escala cartográfica, de afloramiento o de fábrica, de las rocas de esta Hoja y/o su entorno, que se encuadra plenamente en el Dominio de los Pliegues Verticales (DÍEZ BALDA *et al*., 1990), revela la existencia de una fase de deformación principal desarrollada bajo condiciones dúctiles, con esquistosidad más o menos generalizada y metamorfismo de bajo grado, de una etapa de deformación posterior, que no es tan homogénea como la anterior y de alguna deformación tardía asociada a la fracturación. Todas ellas obedecen a modelos de deformación muy diferentes en orientación, mecanismos de deformación y geometría de las estructuras asociadas.

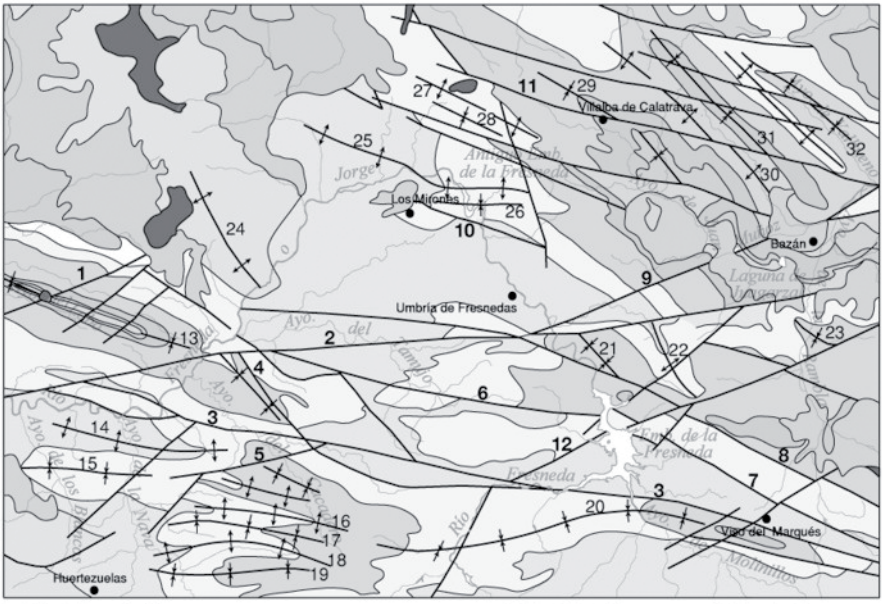
3.3.2.1. Primera fase de deformacion (F1).

Este episodio tectónico es el más importante en el contexto de la Hoja porque genera su macroestructura (al igual que en todo el Dominio de los Pliegues Verticales), que se encuentra preservada en el relieve actual y que está representada esencialmente por los materiales cuarcíticos del Ordovícico Medio (Cuarcitas Botella). La Fase 1 marca las principales directrices estructurales, definidas principalmente por pliegues de escala hectométrico-kilométrica, simétricos, con planos axiales subverticales o con ligeras vergencias a ambos lados y ejes subhorizontales con direcciónes NO-SE y ONO-ESE.

<u>Estructuras mayores y menores</u>

La primera fase de deformación tiene una distribución homogénea, aunque en gran medida está reorientada por etapas posteriores.

Las macroestructuras de esta fase, de dimensiones plurikilométricas, son de norte a sur, las siguientes (Fig 1): El Sinforme de Villalba de Calatrava, que es truncado en su parte suroriental por la Falla de la Peña del Aguila; esta falla establece una divisoria que hace compleja la prolongación de las estructuras a ambos lados de la misma. El Antiforme de la Atalaya (C. Armoricana), al NO de la Hoja, que cabecea hacia el SE. El Sinclinal de la Cuerda del Corralón, de probable prolongación hacia el SE a través del Sinclinal de Guadarrama-Bonache y por último el Sinforme de Viso del Marqués-Nava Mateo, de orientación general ONO-ESE. Dentro de ellas hay otras estructuras más pequeñas que se pueden describir de manera individual.



1- Falla de Cerro Aguilón
2- Falla de Peña del Águila
3- Falla de El Viso
4- Falla de La Lomilla
5- Falla de Cerro Campana
6- Falla de los Toriles
7- Falla de Pernil
8- Falla de los Hitos
9-Falla de Bazán
10- Falla de Mirones
11- Falla de Villalba
12- Falla de La Espartera

13- Sinclinal de la Cuadra del Corralón; 14- Anticlinal de La Lagunilla; 15- Sinclinal del Cerro Campana; 16- Anticlinal de La Coscoja; 17- Sinclinal de Morales; 18- Anticlinal de Merinos; 19- Sinclinal de Campillos; 20- Sinclinal de El Viso del Marqués; 21- Sinclinal de Manillo; 22- Anticlinal de Los Plateros; 23- Sinclinal de La Bellida; 24- Anticlinal de La Atalaya; 25- Anticlinal del Terminillo-Berengeno; 26- Sinclinal del Frontón; 27-Anticlinal del Corral; 28- Sinclinal de la Hormiga; 29- Sinclinal de Villalba de Calatrava; 30- Anticlinal de Las Norias; 31- Sinclinal de Peña Ahumada; 32- Anticlinal del Aljibe

Fig. 1. Esquema estructural de la Hoja

En el Sinforme de Villalba de Calatrava y al NO de la Falla de Peña del Aguila se observan varíos pliegues que, salvo alguna excepción, cabecean suavemente hacia el SE.

El Sinclinal de Valbuena, con dirección NO-SE y eje que cabecea hacia el SE, tiene longitud kilométrica y anchura hectométrica estando afectado en su flanco norte por la Falla de Perantón, la cual lo lamina parcialmente.

La terminación Perianticlinal del Aljibe (Sierra del Aljibe), de dirección NO-SE, es de longitud kilométrica y anchura kilométrica

El Sinclinal de Peña Ahumada y el Anticlinal de las Norias, con dirección NO-SE, tienen longitud kilométrica y anchura hectométrica. El eje del primero es subhorizontal y el del segundo cabecea al SE.

El Sinclinal de Villalba de Calatrava, de dirección predominante NO-SE, puede llegar a orientarse N-S como en el Cerro de Miravete, por efecto de la Falla del Castillo de Mudela. Esta falla además de levantar el labio sur provoca una mayor inmersión del eje del pliegue hacia el SE. Tanto la longitud como la anchura son de orden kilométrico.

El Anticlinal del Corral y el contiguo Sinclinal de la Hormiga, de dirección NO-SE, tienen longitud kilométrica y anchura hectométrica y constituyen en realidad pliegues menores del Sinclinal de Calatrava.

El Anticlinal del Terminillo es una compleja estructura truncada por la Cizalla de Camela; su longitud es kilométrica y su anchura hectométrica.

El Sinclinal de la Mesa de Sta. María, el Anticlinal de Berengeno y el Sinclinal del Frontón, de dirección ONO-ESE, son estructuras menores del Sinclinal de Calatrava. Su longitud es kilométrica y su anchura hectométrica.

En la compleja prolongación, hacia el SE, del Sinforme de Villalba de Calatrava, a partir de la Falla senextra de la Peña del Aguila que lo corta ortogonalmente, se observan pliegues de dirección NO-SE y escala kilométrica, con una mayor inmersión de los ejes hacia el SE, provocada por el levantamiento del labio sur de la citada falla:

Estos pliegues han sido denominados como Anticlinal del Saludador, Sinclinal de la Bellida, Anticlinal de Cerro Quinco, Sinclinal de Valdelobillos, Anticlinal de los Plateros y Sinclinal de Malillo-Barreros. Los flancos del Sinclinal de Malillo-Barreros (sobre todo el sur), están afectados por la Falla de los Hitos, que los lamina parcialmente y la Falla de Espartera, provoca que el eje pase de una orientación NO-SE a otra ONO-ESE. Por otra parte, esta última falla los corta a todos ortogonalmente; tiene componente senextro y levanta el labio sur, provocando un aumento de la inmersión de sus ejes.

El Antiforme de la Atalaya es un gran pliegue, de orientación NO-SE y dimensiones plurikilométricas, en las cuarcitas del Ordovícico inferior, que cabecea hacia el SE en las inmediaciones de la Ctera. de Huertezuelas a Calzada de Calatrava.

El Sinclinal de la Cuerda del Corralón es una gran estructura subhorizontal, de dimensiones plurikilométricas, que es cortada oblicuamente por la Falla senextra de la Peña del Aguila y que probablemente se prolonga hacia el E a través del Sinclinal de Guadarrama-Bonache.

Este último sinclinal, de cartografía compleja y dimensiones kilométrico-hectométricas, tiene también tendencia subhorizontal y está afectado en el flanco norte por la Falla del Hito y en el flanco sur por la Falla de Pernil que los pueden hacer desaparecer. Al sur de la Falla del Pernil y ligeramente tocado por ella aflora el Sinclinal de las Huesas, con orientación E-O, longitud kilométrica y anchura hecto-kilométrica.

Por último tenemos el Sinforme de Viso del Marqués-Nava Mateo que en su parte oriental, Sinclinal del Viso, está afectado al norte por la Falla de Viso del Marqués que lo lamina y al sur por la Falla de Cerro Gordo que lo corta oblicuamente. La prolongación occidental del Sinforme (Nava Mateo) se bifurca en varias estructuras de dimensiones kilométricas y ejes subhorizontales, que de norte a sur son: Sinclinal de Nava Mateo, cuyos flancos (y sobre todo el norte) están laminados por la Falla de Viso del Marqués, Anticlinal de Lagunilla, Sinclinal de Cerro Campana, Anticlinal de la Coscoja, Sinclinal de Morales, Anticlinal de Merinos y Sinclinal de Campillo.

Las estructuras menores de primera fase son pliegues, esquistosidad asociada a los mismos y lineaciones de intersección.

Los pliegues menores son escasos y de irregular distribución. Se observan algunos pliegues en las Alternancias del Caño o en las Cuarcitas Botella de orden decamétrico; son pliegues simétricos, entre cerrados y abiertos (FLEUTY, 1964) de las clases 2D y 3D (HUDLESTON, 1973). La competencia y/o espesor de las capas arenosas determina la geometría y el comportamiento del pliegue, que en estos casos se asocia a la clase 1B (RAMSAY, 1967).

La esquistosidad S1, débil, se reconoce en la mayor parte de los afloramientos con materiales detríticos finos y ocasionalmente en las alternancias de areniscas y pizarras. La dirección, al igual que los pliegues, varía de NO-SE a ONO-ESE o E-O y el buzamiento suele ser bastante verticalizado (abanico). Al microscopio se reconoce con dificultad en los materiales cuarcíticos una esquistosidad muy grosera ("rough cleavage") con un ligero aplastamiento de los minerales de cuarzo y reorientación de algún mineral micáceo; en los niveles más pizarrosos puede ser un "slaty cleavage" grosero en el que los elementos constituyentes, sobre todo los micáceos, presentan una orientación más o menos preferente (aunque no se diferencian a simple vista); también se puede presentar como una esquistosidad de crenulación, cuando la roca tiene mucha mica detrítica o bien como láminas anastomosadas poco continuas.

Las lineaciones de intersección son poco frecuentes y solo se reconocen en los niveles limolíticos; son subparalelas a los ejes de los pliegues y con marcada tendencia a la subhorizontalidad.

La asociación mineral generada durante la primera fase es característica de la facies de los esquistos verdes, zona de la clorita. Las estructuras generadas corresponden a un régimen dúctil, ubicándose en niveles epizonales por debajo del frente de esquistosidad. A su vez el plegamiento se origina por "buckling", predominando mecanismos de tipo "flexural slip" (deslizamiento entre capas).

3.3.2.2. Segunda fase de deformación (F2).

No tenemos referencias claras de estructuras que correspondan a esta fase de deformación en la Hoja de Viso del Marqués. En áreas relativamente próximas como son las Hojas de Santa Elena (862), Aldeaquemada (863) y Venta de los Santos (864) se ha reconocido una

zona de cizalla, de escala regional, con estructuras dúctil-frágiles, metamorfismo de bajo-muy bajo grado y magmatismo asociados, que se ha atribuido a la segunda fase de deformación (MATAS *et al*., 2009; MARTÍN PARRA *et al*., 2004, 2006).

Este accidente, denominado Zona de Cizalla Extensional de Puente Génave-Castelo de Vide (MARTÍN PARRA *et al*., 2006), con una dirección N 80 E y que desplaza el bloque de techo hacia el sur, se enmarca en la etapa de colapso extensional posterior a la primera fase de deformación.

Algunas cizallas, plurikilométricas y con componente normal de esta Hoja, con dirección E-O o también ONO-ESE y que cortan a las estructuras de primera fase, podrían ser rejuegos o reactivaciones de la fracturación prehercínica, acorde con el marco extensional citado y corresponder por lo tanto a la segunda fase de deformación.

3.3.2.3. Tercera fase de deformación (F3).

Tampoco se han detectado, en esta Hoja, estructuras que correspondan a esta etapa de deformación, debido por una parte a que en esta área de bajo grado no hay planos de anisotropía susceptibles de plegarse (S_2) y por otra a que la fase tres coincide aquí con el campo de acortamiento de la fase uno (homoaxialidad). La estructura más frecuente, atribuible regionalmente a esta fase, es un plegamiento muy suave que se suele observar en aquellas zonas donde son frecuentes los pliegues menores de fase uno. Allí donde se observa la fase tres, los pliegues tienen un ángulo entre flancos de 180º-120º, longitud de onda métrico-decamétrica, amplitud decimétrica, plano axial vertical y sin esquistosidad asociada.

3.3.2.4. Cuarta fase de deformación (F4).

Esta etapa de deformación, más débil que las anteriores, tiene aquí cierta relevancia. La característica común que presenta responde a un sentido de acortamiento (compresión máxima) de orientación E-O; este acortamiento casi ortogonal con el de fase uno, genera figuras de interferencia de tipo 1 (RAMSAY, 1967), conocidas en el entorno regional como "domos y cubetas". Desarrolla pliegues muy amplios, de plano axial norteado, longitud de onda kilométrica y amplitud hectométrica.

Su presencia se detecta en el reapretamiento de los pliegues ubicados en la prolongación del Sinforme de Villalba de Calatrava, al sureste de la Falla de Peña del Aguila, como son el Anticlinal del Saludador, el Sinclinal de la Bellida, el Anticlinal de los Plateros y sobre todo en la inflexión del Sinclinal de Malillo-Barreros. También se notan sus efectos en la terminación perisinclinal de la Cuerda del Corralón ya que genera la Falla de la Lomilla (desgarre senextro de dirección NO-SE, con componenete inverso). En la prolongación más suroriental del Sinclinal de Guadarrama-Bonache es quizás donde mejor se evidencian, los "domos y cubetas" tan característicos de esta etapa (Cerro Pernil, Cerro Picaza, etc). En el Sinforme de Viso del Marqués-Nava Mateo provoca una inflexión en su tramo medio y al mismo tiempo el reapretamiento del tramo más occidental (Nava Mateo) que en su mayor parte llega a adquirir una forma norteada; también genera la Falla Cerro Campana (desgarre dextro de dirección NE-SO)

Probablemente la estructura menor mejor definida de esta fase, es un clivaje de fractura muy espaciado (que parece un diaclasado penetrativo) de dirección norteada y muy verticalizado;

este clivaje se observa de forma generalizada en todos los tramos areniscosos de la Hoja y no desarrolla ningún tipo de crecimiento mineral.

Aparte de las Fallas de Lomilla y Cerro Campana, hay algunas fracturas que pudieron haberse generado en esta fase aunque lo más probable es que sean reactivaciones o rejuegos de fracturas previas (bien prehercínicas o bien correspondientes a la fase dos) que aprovechan los planos de deformación o de anisotropía generados por ellas. Se pueden mencionar las Fallas de Peña Ahumada, Villalba de Calatrava y Los Toriles (senextras con dirección ONO-ESE) y de los Pajares (dextra con dirección NE-SO)

3.3.2.5. Fracturación.

Como se ha visto, una buena parte de la fracturación pudo haberse originado o reactivado durante el desarrollo de las fases de deformación descritas. Por otra parte no se ha establecido a escala regional un esquema de fracturación válido para esta zona, debido por una parte a la distribución heterogénea de las fracturas y por otra a la capacidad de absorber deformación que presentan las fracturas previas.

En esta Hoja las fracturas se pueden agrupar en tres sistemas principales: fracturas de dirección ONO-ESE, fracturas de dirección ENE-OSO y fracturas NO-SE con sus conjugadas NE-SO (Fig. 1).

Las fracturas que corresponden al primer sistema son casi siempre verticales y de recorrido plurikilométrico. Ocasionalmente, llevan asociadas brechas de falla frágiles y casi siempre reflejan una actividad hidrotermal de baja temperatura, con importante relleno de cuarzo, de espesor métrico-decimétrico. Se puede afirmar que afectan de manera importante a los pliegues de fase uno ya que pueden llegar a hacer desaparecer uno o los dos flancos del pliegue, como es el caso de las Fallas de Viso del Marqués, de Pernil, de los Hitos o del Castillo de Mudela; en algún caso son fracturas de desgarre senextro, como las Fallas de Peña Ahumada y Villalba de Calatrava y en otros son fracturas de desgarre dextro como las Fallas de la Plata, Camela o de Mirones.

En el orden temporal es difícil ubicarlas con precisión. Las fallas verticales, si bien sabemos que afectan claramente a la primera fase, es probable que en algún caso hayan sido producto de reactivaciones de accidentes de zócalo prehercínicos (ver apartados 2.2.1. y 2.2.2.) en el marco extensional generado durante la fase 2. También, en algún caso, se han podido generar o reactivar durante la fase 4 (ver apartado 2.3.2.4.) como es el caso de las Fallas de Peña Ahumada y Villalba de Calatrava. Con la misma dirección pero reactivadas en el alpino tenemos las Fallas de la Plata, Camela y Mirones. En la Hoja de Villanueva de los Infantes (813) también se han reconocido rejuegos alpinos de este sistema.

El segundo sistema de fracturación, de dirección ENE-OSO, se circunscribe prácticamente a la Falla de la Peña del Aguila que es un desgarre senextro plurikilométrico con componente normal (levanta el labio sur). La ubicación temporal de esta fractura es compleja, aunque es muy probable su reactivación alpina.

El tercer sistema de fracturación de dirección NO-SE y su conjugado NE-SO está representado en esta Hoja y en todo el Macizo Ibérico meridional (MORENO, 1977; PILES y NOZAL, 1989; MATAS *et al*., 2005).

Este sistema, no necesariamente posterior a los anteriores, está representado a todas las escalas, pero su desplazamiento es, en general, escaso y no puede observarse con claridad en la mayoría de los casos. Se trata de dos conjuntos de fracturas frágiles: el de dirección NO-SE, tiene fracturas con componente de desgarre senextro, como pueden ser las Fallas de la Lomilla y Cerro Campana, mientras el de dirección NE-SO tiene fracturas con componente de desgarre senextro, como son las Fallas de Bazán y Espartera y también de desgarre dextro como es el caso de la Falla de los Pajares.

Las fracturas de dirección NO-SE, con componente senextro, y las NE-SO, con componente dextro, pueden ser relacionadas con la cuarta etapa de deformación. Las fracturas NE-SO de componente senextro se pueden atribuir al alpino.

Ligado a este sistema hay una actividad hidrotermal de baja temperatura que suele rellenar, sobre todo a las fracturas de dirección NO-SE; estos rellenos aparecen en todo el Macizo Ibérico meridional y con frecuencia van acompañados de sulfuros.

Como resumen es necesario señalar que, con los datos existentes, resulta muchas veces aventurado identificar o ubicar temporalmente a los sistemas de fracturación que se observan en el mapa, que sin duda tienen una historia deformativa compleja, ya que la última deformación (Alpino) enmascara gran parte de la historia previa.

3.3.2.6. Edad de las deformaciones hercínicas.

No hay datos en esta Hoja para precisar la edad de las diferentes etapas de deformación hercínicas, pero son perfectamente válidos los encontrados en áreas próximas, aunque siempre considerando la diacronía de dichas etapas a lo largo de la cadena. Este hecho es puesto de manifiesto por QUESADA *et al*. (1990) o QUESADA (1992) al señalar que los depósitos sinorogénicos del Carbonífero inferior (Cülm) de la Zona Ossa Morena (ZOM) son más jóvenes cuanto más septentrional es su posición, como consecuencia directa del proceso de convergencia de placas durante la Orogenia Hercínica.

La primera fase en este sector afecta a los depósitos del Culm de la Hoja de Beas de Segura (886), cuya edad es Tournaisiense superior-Namuriense inferior? (FERNÁNDEZ GIANOTTI *et al*., 2014).

La segunda fase y la tercera son anteriores a los materiales continentales, discordantes, del Carbonífero superior: Westfaliense D superior-Estefaniense (FERNÁNDEZ GIANOTTI *et al*., 2014).

3.4. DEFORMACIONES ALPINAS

Estructurada la región por las principales etapas de deformación hercínica, esta se comporta como un zócalo rígido frente a esfuerzos posteriores. A lo largo del capítulo de Tectónica ya fuimos indicando la reactivación alpina de algunas estructuras.

Especial incidencia en la cartografía de la Hoja tienen algunas fracturas alpinas de dimensiones plurikilométricas, como son las Fallas de Bazán, Espartera y Peña del Aguila, que corresponden a un sistema con orientación entre NE-SO y ENE-OSO y componente senextro; también con dimensiones plurikilométricas, pero orientación entre NO-SE y ONO-ESE, hay algunas fracturas de desgarre dextro como son las Fallas de la Plata, Camela y Mirones. Como

fracturas normales plurikilométricas, que afectan a estructuras de de fase cuatro ("domos y cubetas"), están las Fallas del Hito y de Pernil.

De la actividad alpina de algunas fallas también dan fe los numerosos puntos de emisión de volcanismo cuaternario del Campo de Calatrava, así como la existencia de bloques limitados por fallas que condicionan la cobertera mesozoico-terciaria en áreas no muy lejanas.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL

La estructura de la Hoja sigue las directrices generales de la orogenia hercínica para este sector de la Zona Centroibérica: pliegues con orientaciones preferentes NO-SE o bien ONO-ESE y fracturas de dirección ONO-ESE y también ENE-OSO.

El plegamiento y fracturación hercínico, condiciona la disposición de los materiales que aparecen en la mayoría del territorio ocupado por la Hoja de Viso del Marqués. Estos materiales, de naturaleza cuarcítica y pizarrosa fundamentalmente, controlan la disposición general de los relieves estructurales.

Son las Cuarcitas Armoricanas aflorantes en el cuadrante noroccidental y en la esquina suroccidental, así como las Cuarcitas Botella dispersas por toda la Hoja, las que conforman un paisaje dominado por los resaltes morfológicos. Estos resaltes tienen su máxima expresión en las sierras que atraviesan la Hoja (Atalaya de la Calzada, Algibe, Esparragal, Cuerda del Corralón, etc) y cuyas culminaciones generalmente acaban en forma de cresteríos.

Las formaciones cuarcíticas, se disponen en capas con intercalaciones de materiales más blandos (pizarras). La diferente resistencia a la erosión, permite distinguir las capas cuarcíticas como tales o como escarpes estructurales a lo largo de los distintos macizos rocosos de los que forman parte, configurándose como un elemento morfológico estructural muy importante en todo el área. Estas líneas de capa se han cartografiado como verticales/subverticales o en forma de *chevrons* atendiendo a la disposición que adoptan tras sufrir los procesos deformativos de plegamiento.

En ocasiones, las estructuras tectónicas quedan bien preservadas, conservándose su original morfología, y destacando en el paisaje como relieves conformes. Este tipo de relieves se pone de manifiesto espectacularmente en el Sinclinal de la Cuerda del Corralón, al oeste de la Hoja.

Destacar por último la presencia de numerosos cerros cónicos en la mitad oriental (Cerro Naranjal, Cerro de la Pasa, etc).

Los relieves residuales paleozoicos dominantes en la mayor parte del área, contrasta con la planicie situada al norte de la Hoja, entre la Cuerda de los Castillejos de S. Isidro y las alineaciones serranas ubicadas entorno al vértice de la Atalaya de la Calzada. Se trata de una superficie estructural degradada, desarrollada al amparo de las formaciones carbonatadas terciarias del Plioceno. Esta superficie culmina con una capa caliza, difícilmente observable debido a la intensa actividad agrícola a la que se encuentra sometida el área. Restos de esta superficie pueden cartografiarse asimismo coincidiendo con los depósitos terciarios que aparecen en límite NO de la Hoja.

4.1.1. Formas volcanicas

En la Hoja de Viso del Marques se observan algunos depósitos y morfologías de tipo volcanico pertenecients al vulcanismo reciente del Campo de Calatrava (Plioceno-Pleistoceno) cuyas manifestaciones se extienden por una extensa region de la Meseta Meridional Ibérica.

Al contrario que en otras áreas próximas, en la Hoja no se conservan morfologías de conos volcánicos, ya que los centros de emisión identificados se localizan en areas elevadas sometidas a intensos procesos erosivos.

Los afloramientos más extensos corresponden a coladas que se extienden ladera abajo en varias direcciones a partir de centros de emisión situados en lo alto de la Sierra de Atalaya, en el NO de la Hoja. Los centros de emisión, parcialmente conservados consisten en acumulaciones locales de coladas, y se agrupan en tres areas (Atalaya, Las Yeguas y Las Tontas). Las coladas dan lugar a morfologías de suave pendiente que discurren sobre las cuarcitas ordovícicas infrayacentes.

Otros afloramientos de rocas volcánicas recientes se encuentran muy degradas y reducidos por erosión, de manera que no conservan apenas una morfología reconocible.

En las proximidades de Bazán (hacia el Sur) se reconoce una depresión subcircular sobre materiales pizarrosos, con un diametro de unos 200 m, el fondo plano y escasa profundidad. Esta morfologia se interpreta como un "Maar", originado por procesos explosivos freatomagmáticos al calentarse las aguas subterráneas próximas a la superficie por la proximidad de masas magmáticas. Tales "maares" se reconocen con frecuencia en todo el dominio volcanico del Campo de Calatrava, pero en nuestro caso no se conserva el anillo de tobas que suele rodear la depresion, seguramente degradado por la intensa actividad agrícola desarrollada en la zona.

4.2. ESTUDIO DEL MODELADO

Se describen a continuación las principales formas de modelado de origen exógeno, presentes en la Hoja, agrupadas en función de su génesis. Se señala entre paréntesis, el número correspondiente para cada morfología citada en la leyenda del mapa geomorfológico.

4.2.1. Formas de ladera

Las laderas desarrolladas en el ámbito de la Hoja se pueden agrupar, de un modo muy general, en dos tipos: aquellas que enlazan los relieves cuarcíticos estructurales con los fondos aluviales, además de con las superficies tanto de erosión como estructurales, y otras, generadas por el encajamiento de la red fluvial.

Esta distinción se hace de una manera evidente coincidiendo con la divisoria de aguas correspondiente a la cuenca del Guadiana y la del Guadalquivir.

El primer grupo caracteriza la mitad oriental de la Hoja. Se localizan en la cuenca del Guadiana, y se trata de laderas suaves, muy evolucionadas y afectadas por una regularización generalizada. Conectan los resaltes cuarcíticos con la red hidrográfica, escasamente desarrollada y de fondo plano.

Normalmente este tipo de laderas presenta una ruptura de pendiente, a veces imperceptible,

coincidiendo con depósito de coluviones, depósito en cuya composición aparecen cantos angulosos y arenas, limos y arcillas provenientes de la destrucción de los relieves cuarcíticos a los que asocian. Estos coluviones, al igual que las vertientes que tapizan, se encuentran muy estabilizados como se deduce de la antiguedad de los suelos rojos que soportan.

Podrían incluirse en este conjunto de laderas aquellas cuya génesis tiene lugar por el encajamiento de la red en materiales pizarrosos. Aunque la presencia de coluviones es más escasa, su morfología (convexa) y sus pendientes laxas permiten asimilarlas a este grupo.

Los resaltes cuarcíticos que conforman los aledaños del vértice de la Atalaya de la Calzada, tienen un especial enlace con los sedimentos terciarios de las cuencas adyacentes. Este enlace se hace a través de un piedemonte, cuyos depósitos se distribuyen por extensas laderas en forma de abanicos aluviales.

El segundo conjunto de laderas a las que hacíamos referencia ocupan mayoritariamente, el sector suroccidental de la Hoja. Se asocian al encajamiento de la red fluvial y poseen perfiles más rectilíneos, con escaso desarrollo de depósitos coluvionales y altas pendientes.

Se han localizado canchales dispersos al pie de los escarpes cuarcíticos. Estos se componen de cantos sueltos de cuarcita de distinto tamaño y muy angulosos. Cuando estos cantos alcanzan dimensiones métricas se han cartografiado como laderas de bloques. Son especialmente espectaculares estas morfologías en las laderas de algunos barrancos cercanos al Collado del Enebral. En este punto los bloques alcanzan tamaños superiores a los 2 m. de longitud, gozando de una gran estabilidad a pesar de las altas pendientes que tienen las laderas donde se ubican.

4.2.2. Formas fluviales

Como ya se ha comentado con anterioridad la Hoja de Viso del Marqués participa de dos cuencas hidrográficas: Cuenca del Guadiana y Cuenca del Guadalquivir. La divisoria de ambas se señala en el mapa geomorfológico.

El conjunto de formas fluviales que se han diferenciado están en relación directa con las características (distintas) de la red de drenaje de una y otra cuenca. Así, en la cuenca del Guadalquivir, el fuerte encajamiento de la red constituye el rasgo fluvial más importante.

El río principal es el Fresnedas o Jorge, que con su entramado conjunto de afluentes, llega a conformar una subcuenca de morfología dendrítica sobre todo en su tramo medio. Este diseño se debe sin duda a la gran homogeneidad de las rocas que atraviesan en este sector (pizarras masivas). La gran densidad de cauces existentes en algunas zonas, confiere al paisaje un aspecto acarcavado de grandes dimensiones.

El trazado del río Frenedas es meandriforme, presentándose más o menos encajado dependiendo de la naturaleza de los materiales por los que discurre: cuarcitas o pizarras fundamentalmente.

El dominio de las pizarras en la serie estratigráfica permite el desarrollo de un valle más amplio. Es el caso del tramo medio, donde su poder de divagación aumenta, provocando el depósito de barras y terrazas bajas. Se han distinguido dos niveles de terrazas: un primer nivel enlazando con el aluvial y un segundo nivel a escasos metros (1-2) del anterior.

Este nivel normalmente se encuentra encajado en el anterior, pero en algunas zonas aparece colgado, por lo que se ha diferenciado con su correspondiente escarpe. Morfologías de pequeños conos de deyección se han detectado en la desembocadura de algunos torrentes que van a parar al cauce principal.

El tramo final del río Fresnedas se diferencia del tramo medio por su mayor encajamiento, favorecido en parte por el predomio de materiales más competentes (cuarcitas). Es por ello que las morfologías deposicionales son escasas, abundando los procesos erosivos. En este sentido destaca la marcada incisión lineal de los cursos fluviales, algunos de los cuales quedan controlados por fracturas de dirección NO-SE, confiriendo a la red un diseño más ortogonal que dendrítico.

En este sector de la cuenca del Guadalquivir existen otras formas de origen fluvial ubicadas en el cuadrante NO. Se trata de abanicos aluviales constituidos al pie de los relieves más altos de toda la Hoja, y que enlazan con los sedimentos terciarios de las cuencas internas que los circundan. Se forman por el depósito de sedimentos que desde las partes más elevadas evacuan los barrancos, fuertemente encajados, hacia las zonas de menor pendiente, tanto en la vertiente este como en la oeste. Destacar que en esta última vertiente se han podido diferenciar al menos dos episodios deposicionales, traducidos en la existencia de dos generaciones de abanicos aluviales, superpuestos, el segundo de los cuales queda restringido a las parte más altas, pero con morfologías mejor conservadas.

El territorio más oriental que ocupa la Hoja de Viso del Marqués, tiene características fluviales totalmente distintas. Pertenece a la cuenca del Guadiana, y el rasgo principal es el escaso desarrollo de la red de drenaje. Esta red se constata por la existencia de fondos de valle, originados por el paso de algunos arroyos, inactivos actualmente.

El arroyo más representativo es el llamado de la Rambla, que transcurre por un amplio valle cortando las estructuras cuarcíticas que conforman los cerros existentes en la zona.

Asociados a estos fondos de valle se han observado algunas áreas, poco extensas, que corresponderían con zonas de drenaje deficiente, generadas por desbordamiento de cauces, dando lugar a áreas semiendorreicas de origen fluvial.

La Sierra del Algibe, el vértice de Perantón, y la Cuerda de los Castillejos de S. Isidro desarrollan en sus laderas morfologías de abanicos aluviales.

4.2.3. Formas poligénicas

Se incluyen en este apartado aquellas formas en cuya génesis interviene más de un proceso geomorfológico.

- Depósitos de Raña:

  La Raña (30) constituye un elemento estratigráfico-geomorfológico poco representativo en la Hoja de Viso del Marqués. Aparece un único retazo al sur del municipio de Bazán, situado a una cota de 730-740 m., y con suave pendiente hacia el NO.

  MOLINA (1975) define la Raña como "una formación detrítica continental con expresión morfológica y edad perfectamente definida, apoyada sobre una superficie

más o menos ondulada que presenta una alteración química muy desarrollada. Constituye una forma de acumulación de materiales o glacis de piedemonte, que fosiliza otra superficie. Su génesis es aluvial".

MARTÍN-SERRANO (1991), concreta que las Rañas son mantos conglomeráticos que aparecen en las áreas marginales de las cuencas o en las zonas perimontañosas del Macizo Hespérico.

En definitiva, estos depósitos podrían considerarse como piedemontes de cobertera, que fosilizan una superficie con fuerte alteración química.

En el caso que nos ocupa estas morfologías se asientan sobre pizarras, aunque la superficie sobre la que MOLINA (1975) deduce que se encaja (S1) no aparezca representada en la Hoja.

El depósito que las constituye queda explicado en el apartado 1.4.1 correspondiente a las Formaciones Superficiales

- Glacis:

Las morfologías de glacis, distribuidas por toda el área de estudio, constituyen el rasgo de origen poligénico más importante.

Se localizan principalmente al pie de los relieves más destacados, aunque existen algunos retazos desconectados de los mismos, sobre todo en la parte central de Hoja.

En planta, estas formas, poseen una superficie culminante plana o suavemente alabeada, y que enlaza con el área madre (cuando se reconoce) a través de depósitos coluvionales. Se asientan discordantes sobre pizarras (y menos sobre cuarcitas) marcando un límite muy neto (escarpe).

Aunque se reconocen distintos sistemas de glacis, independientes los unos de los otros, se ha intentado hacer una correlación entre los mismos. Esta correlación se basa fundamentalmente en la similitud de cota a la que se disponen los depósitos. De este modo, se han diferenciado tres niveles situados respectivamente a: 640-700 m., 760-780 m. y 820-840 m.

El nivel más alto se localiza hacia el sur de la Hoja, mientras los más bajos y por tanto más Modernos corresponderían a morfologías ubicadas en la base de los Cerros Naranjal y Hormiga al NE, del vértice del Acebuchal al NNO y en relación al Puntal del Utrera en la esquina suroccidental.

El depósito de glacis se compone fundamentalmente de cantos y gravas subangulosos cuarcíticos con arenas, arcillas y limos. Se constata en algunos puntos (PK 40-41, Cra. Viso del Marqués-Calzada de Calatrava) que este depósito se ha generado en varios episodios, separados entre sí, y fácilmente reconocibles gracias a la sucesión de secuencias granodecrecientes observables en campo. Estas secuencias serían fruto de una mayor o menor energía en los procesos erosivos y su posterior sedimentación. Normalmente, se reconoce un episodio de coluvionamiento a techo, con presencia de depósitos de vertiente culminando la serie estratigráfica.

Destacar que la mayoría de los glacis cartografiados se asocian a suelos ferralíticos,

lo que da en general coloraciones muy rojizas alternando con otras más pardas. La presencia de estos suelos indica un estado evolutivo avanzado, hecho que no ocurre al sur de la Hoja, donde entroncando con los altos cuarcíticos se dispone una morfología de glacis actual-subactual con depósito escaso, poco elaborado y coloraciones beiges.

El mapa geomorfológico incluye formas degradadas en un sector ubicado al este, entre el Cerro de Juan Muñoz-Cerro Miravete de Navaciervo y arroyo de la Rambla. Se trata de morfologías de glacis (34) que han perdido su original configuración, bien por procesos erosivos o porque han sido destruidos por actividades agrícolas.

- Superficies de erosión:

En este apartado se recogen aquellas áreas peneplanizadas que se han diferenciado al NE de la Hoja, entre Peña Ahumada (por el norte) y el Castillo de Mudela (al sur).

Corresponde a una amplia zona cuyo sustrato está compuesto de pizarras con intercalaciones cuarcíticas. Siendo las primeras fácilmente erosionables, habrían facilitado los procesos de meteorización dando como resultado el arrasamiento general de la zona. Esta planicie se ve interrumpida constantemente por resaltes morfológicos de naturaleza cuarcítica.

Existen retazos de superficies de erosión bien conservados al sur de la Hoja. Esta superficie es previa al encajamiento de la red fluvial de la cuenca del Guadalquivir. Se sitúa a cotas en torno a los 800-820 m., y se encuentra desarrollada sobre litologías pizarrosas. Estos escasos retazos, quedan individualizados y dispersos en una zona poco extensa, gracias a la incisión fluvial posterior.

- Otras formas poligénicas:

Localmente se han cartografiado algunos depósitos con un origen mixto entre fluvial y de ladera. Estos materiales se denominan depósitos de aluvial-coluvial, y ocupan pequeñas áreas dispersas por la Hoja.

En la parte central de la Hoja, en la zona comprendida entre la Cañada del Manzano y el cerro Naranjal, y coincidiendo con la divisoria de aguas Guadiana-Guadalquivir, se desarrolla un escarpe de unos 3-4 km. aproximadamente. Este escarpe coincidente con el contacto entre los sedimentos terciarios y los paleozoicos, se habría generado por la diferente intensidad en la acción erosiva de la red fluvial, destacándose por su mayor intensidad aquella situada al sur del escarpe, correspondiente a la cuenca del Guadalquivir.

4.2.4. Formas lacustres

Dos son las morfologías de origen lacustre que pueden encontrarse en la Hoja de Viso del Marqués: por una parte una pequeña depresión, con planta ovalada de unos 300 m. de longitud y 100-150 m. de anchura, situada al pie del Collado de Fuente de Vega, al norte de la Hoja. Se trata de una suave cubeta parcialmente cerrada, y con un régimen endo/semiendorreico. Esta depresión constituyó en épocas recientes, y cuando el régimen de lluvias lo permitía una pequeña laguna estacional.

Como ya se hizo referencia en el apartado de vulcanismo (3.2) existen evidencias de una zona

con características lacustres, en aquella donde se generó una erupción volcánica tipo "maar". Esta zona situada al sur del municipio de Bazán, constituye un antiguo cráter de contorno circular, cuyo fondo aparece como una depresión cerrada, potencialmente encharcable y con características endorreicas o semiendorreicas.

4.2.5. Formas antropicas

La agricultura constituye la principal actividad desarrollada por el hombre en esta zona. Son por tanto, las prácticas derivadas de esta actividad las principales modificadoras del territorio.

El municipio de Viso del Marqués, es el asentamiento de población más importante de la Hoja. Los residuos inertes (escombros) ubicados a la salida del casco urbano, han sido incluidos en la cartografía geomorfológica como relleno antrópico. Estas acumulaciones varían sensiblemente el relieve original, pero actualmente ya forman parte integrante del paisaje circundante del municipio.

Se señala como forma antrópica una pequeña cantera situada en la ladera derecha de un pequeño emisario del arroyo de los Blancos, en el límite suroccidental de la Hoja.

4.3. EVOLUCION DINAMICA

El relieve actual presente en la Hoja de Viso del Marqués y sus alrededores, es fruto de una evolución morfológica, cuyo inicio debe buscarse inmediatamente después de la orogenia hercínica.

El sustrato paleozoico sufre importantes procesos de meteorización, originando un potente manto de alteración, dando como resultado el retroceso de los frentes montañosos (MOLINA *et al*., 1985) y la formación de extensas áreas peneplanizadas.

Los primeros impulsos alpinos, tienen lugar al comienzo del Terciario. El inicio de estos movimientos tectónicos provoca desnivelaciones de la corteza al final del Paleógeno e inicios del Neógeno. El resultado final es la formación de un sistema de *horst-graben*, con relleno de sedimentos neógenos procedentes de la desmantelación de los relieves, en pequeñas cuencas terciarias continentales. Estas cuencas aparecen representadas en la Hoja de Viso del Marqués, en el tercio Norte.

Durante todo el Mesozoico y contemporáneamente al relleno de las cuencas, la actividad erosiva continúa, favoreciendo la formación de superficies. Esta superficie que MARTÍN-SERRANO (1991) denomina de penillanura fundamental podría identificarse al sur de la Hoja donde se conservan pequeños retazos de morfología planar.

El desmantelamiento de los mantos de alteración, durante el Terciario, trae consigo la creación de relieves diferenciales, dando lugar a la creación de relieves apalachianos con fuerte control estructural. Estos relieves continuan su evolución morfológica en la actualidad.

Durante el Plioceno-Pleistoceno se produce un encajamiento general de la red. Este encajamiento se hace más evidente en la cuenca del Guadalquivir. La red fluvial aprovecha, en general, las morfoestructuras hercínicas. La consecuencia de este encajamiento es la formación de depósitos fluviales, especialmente terrazas, que aunque de escaso desarrollo se reconocen en el trazado del río Fresnedas y algún afluente de éste.

Un evento geológico significativo, que tiene lugar afectando a la Hoja de Viso del Marqués y sus alrededores, es la presencia de vulcanismo. La actividad volcánica se manifiesta por la existencia de edificios volcánicos, coladas y/o morfologías que originan erupciones freato-magmáticas (maares). Las relaciones de los depósitos y formas volcánicas con unidades geomorfológicas del área así como dataciones absolutas realizadas al respecto indican que se trata de un vulcanismo con una edad Plioceno-Pleistoceno.

4.4. MORFOLOGÍA ACTUAL Y SUBACTUAL. TENDENCIAS FUTURAS.

El modelado actual en la Hoja del Viso del Marqués, se encuentra directamente relacionado con dos procesos: de vertiente y fluviales.

Son los primeros los que adquieren mayor importancia, afectando directamente a extensas áreas. El depósito y removilización generalizada de los materiales que tapizan las laderas constituye y constituirá en un futuro el principal hecho geomorfológico en la configuración del relieve. A los procesos naturales generadores de un modelado dominado por la presencia de laderas (erosión y sedimentación), hay que añadir otros procesos derivados de la actividad antrópica y que previsiblemente jugarán un papel fundamental en la modificación del paisaje. En esta dirección apuntan las prácticas agrícolas y ganaderas desarrolladas sobre extensas áreas del territorio y que afectan a morfologías de ladera, poligénicas (glacis) y estructurales (cerros, superficies estructurales etc).

La red fluvial presenta un intenso proceso de incisión lineal en el cuadrante suroccidental, perteneciente íntegro a la cuenca del Guadalquivir. Este intenso proceso provoca un importante vaciado erosivo en su zona de influencia. Probablemente el proceso continuará en el futuro, al menos con la misma intensidad, provocando el retroceso de la zonas de cabecera y la profundización de los cauces, con arrastre de los materiales de denudación hacia las zonas bajas.

La alta densidad de pequeños cauces presentes en el tramo medio del río Fresnedas, llegará a conformar un paisaje acarcavado, donde las capturas fluviales se harán frecuentes.

En resumen, los mayores cambios en la morfología de la Hoja de Viso del Marqués, vendrán marcados por los procesos erosivos y la práctica de las actividades antrópicas, sobre todo agrícolas.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Prehercínico

En el entorno próximo (ver Hojas de Puertollano o de Brazatortas) afloran materiales Precámbrico-Cámbricos, correspondientes a los Alogrupos Domo Extremeño e Ibor (SANTAMARÍA, 1995); la enorme extensión regional que ocupan, así como sus características (facies, potencia, continuidad de afloramiento, basculamientos locales y vulcanismo asociado) se puede explicar en un contexto de tectónica extensional que habría adelgazado la corteza y que pudo haber incluido movimientos transcurrentes (VIDAL *et al.*, 1994 b).

Los citados alogrupos están afectados por una tectogénesis fini-Cadomiense, de la Orogenia Panafricana, evidenciada por: a) Una sedimentación de tipo "flysch" relacionada con depósitos sinorogénicos en un margen pasivo o cuenca de antepaís (QUESADA, 1991), b) Las discordancias Oretánica y Dos (descritas en el apartado 3.2.1.) y c) Una estructuración, posterior a la Discordancia Oretánica, provocada por la reactivación de la tectónica extensional mencionada.

Sobre el irregular paleorrelieve generado por las deformaciones previas y erosión subsiguiente, se produce la transgresión postcámbrica. GUTIÉRREZ-MARCO *et al*. (1990) agrupan los diversos episodios sedimentarios o megasecuencias que forman el hiperciclo postcámbrico de la ZCI, en dos grandes unidades: la primera que va desde el Ordovícico Inferior al Carbonífero Inferior (que incluye tres megasecuencias de materiales preorogénicos y sinorogénicos tempranos) y la segunda que comprende al Carbonífero Medio y Superior (es una megasecuencia de materiales postorogénicos).

En esta zona se evidencian, dos megasecuencias (preorogénicas) de la primera unidad, que corresponden a la Ordovícica (completa) y a la Silúrico-Devónica (incompleta).

En la megasecuencia ordovícica (Hunneberg-Ashgill) se podrían diferenciar, de acuerdo con PORTERO y DABRIO (1988 a), seis unidades tectosedimentarias (UTS). Las dos UTS basales reflejan, por una parte, el control ejercido por el paleorrelieve (sedimentación fluviomarina) y por otra la constancia de facies de la C. Armoricana (plataforma sublitoral) con un marcado carácter transgresivo en un margen de cuenca extensivo. Las UTS tres, cuatro, cinco y seis tienen un carácter homogéneo y repetitivo, caracterizado por la acreción vertical y la progradación de ambientes someros, que son respuesta a procesos de extensión con vulcanismo asociado.

En la megasecuencia Silúrico-Devónica se pueden diferenciar de acuerdo con los citados autores y a escala regional, dos UTS , si bien en el área de estudio solo aflora la inferior e incompleta (Pizarras Chavera). Esta UTS basal (siete) está relacionada con la erosión de la plataforma ordovícica (discordancia), bien por emersión ligada a la Fase Tacónica o bien por un descenso relativo del nivel del mar (glaciación) relacionado con una etapa de extensión cortical, con fracturación y vulcanismo asociados.

Como fácilmente se puede deducir del análisis sedimentológico de los materiales ordovícicos, la tectónica extensional, a que hacíamos referencia en el párrafo tres de este apartado, fue activa como mínimo hasta el Silúrico Inferior y explicaría la distribución irregular de los depósitos del Ordovícico Inferior así como los cambios de potencia y facies de esas series (MARTÍNEZ CATALÁN *et al*., 1992).

Hercínico

Los materiales hasta aquí depositados (y conservados), tanto precámbricos como paleozoicos, son deformados durante la orogenia hercínica o varisca. Esta orogenia es de carácter polifásico (tres fases principales de deformación y algunas estructuras más tardías y menos importantes) y va acompañada de metamorfismo y plutonismo.

Las características de la primera fase se han descrito en los apartados 3.3.1. y 3.3.2. del capítulo de tectónica. Durante su desarrollo la región sufre un fuerte acortamiento NNE-SSW. El metamorfismo relacionado con ella es de bajo grado (zona de la clorita).

La Fase dos no aflora con claridad en la zona de estudio (ver apartado 2.3.2.2.) aunque si lo hace en zonas próximas. Lleva asociadas estructuras dúctil-frágiles, metamorfismo y magmatismo y se enmarca en la etapa de colapso extensional posterior a la fase anterior (MATAS *et al*., 2009). En esta zona podrían asociarse a ella algunas fallas de longitud plurikilométrica. La zona de cizalla extensional de Puente Génave-Castelo de Vide está relacionada con la Fase 2 de este sector, y es sin-postcinemática respecto al emplazamiento del granito de Santa Elena, y anterior al granito de La Haba y a la fase 4 (esta última la pliega); por tanto pre-Westfaliense D. El campo filoniano de La Carolina (Sta Elena-El Centenillo) está relacionado con las tensionales de la zona de cizalla extensional (Martín Parra *et al*., 2004, 2006).

La tercera fase, homoaxial de la primera, tampoco se observa aquí con claridad. Podrían asociarse a ella algunas fracturas.

La cuarta fase de deformación responde a un acortamiento E-O (ortogonal a la primera fase) que genera figuras de interferencia del tipo "domos y cubetas". El clivaje de fractura norteado que genera, no lleva asociado ningún tipo de blastesis mineral. También genera fracturación.

Tras estas fases de deformación, previas al Westfaliense D-Estefaniense suceden una serie de etapas de movimientos fundamentalmente transtensionales.

El ciclo triásico se inicia con la reactivación en régimen distensivo de fallas hercínicas que provocarían la creación de nuevos relieves en el zócalo paleozoico que con anterioridad había quedado convertido en una penillanura.

En el área comprendida en la Hoja no hay registro sedimentario desde el silúrico hasta el Plioceno, o finales del Mioceno. No queda constancia, por tanto, de los importantes ciclos de transgresión y regresión marinas que se reconocen en las cuencas aledañas al Macizo Hespérico durante el resto del Paleozoico, el Mesozoico y el Terciario. Los depositos de finales del Terciario tienen ya carácter continental, y durante el Cuaternario dominan los procesos erosivos y el consiguiente encajamiento de la red fluvial. Es en ésta epoca cuando tienen lugar los fenómenos volcánicos del Campo de Calatrava, que sí han dejado su impronta en la Hoja.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. RECURSOS MINERALES

6.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

La Hoja de Viso del Marqués se sitúa en el flanco septentrional del Antiforme de Alcudia, al este del distrito minero del valle del mismo nombre y al norte del denominado distrito minero de La Carolina-Linares. En la Hoja se localizan algunos indicios, mayoritariamente filonianos, aunque en también existen algunas mineralizaciones estratoides en los materiales ordovícicos. En la actualidad, todas las labores mineras localizadas en la Hoja (Tabla 1) se encuentran inactivas.

La actividad minera ha estado centrada, fundamentalmente, en los filones mineralizados y depósitos estratoides en plomo y cinc. Las labores más numerosas se sitúan en el sector de Peña del Aguila-río Fresnedas. Allí se encuentran las mineralizaciones estratoides, las cuales aparecen a techo de la Caliza Urbana y consisten en diseminaciones de esfalerita, galena en

menor proporción y algo de calcopirita, en ganga de carbonato y cuarzo (PALERO, 1991). Las mineralizaciones filonianas de plomo y zinc de la Hoja se disponen según direcciones próximas a N110-105° y en algún caso, N60° y N130°. Los filones encajan en las alternancias de los Bancos Mixtos, con una sola excepción que se halla en las proximidades de la localidad de Huertezuelas, que encaja en los Estratos Pochico.

Otra de las sustancias metálicas que ha sido explotada en el área es el antimonio. Los indicios, también filonianos y económicamente poco importantes, de este metal se localizan en la mitad oriental de la Hoja, en los parajes de Miravete, Cornicabral y las Minillas.

Desde el punto de vista metalogénico, las mineralizaciones filonianas de plomo y zinc son de origen hidrotermal, y se asimilan a los filones descritos como tipo II y tipo III por PALERO (1991). Los filones de tipo II, encajados en los Estratos Pochico, están formados fundamentalmente por cuarzo, esfalerita, galena y calcopirita. El modelo genético propuesto por ese autor está en relación con procesos hidrotermales desarrollados durante la primera fase de deformación hercínica, con fluidos acuosos ligeramente carbónicos y de baja salinidad, a temperaturas en torno a 350ºC. Los filones de tipo III, encajados en los Bancos Mixtos, están formados por esfalerita, galena, cuarzo y ankerita, con escasa calcopirita y pirita. El modelo genético propuesto para estas mineralizaciones considera cierta heterocronía en su formación, si bien los eventos hidrotermales recurrentes en el tiempo fueron de características muy similares, con fluidos de composiciónes acuosas, y baja salinidad, con temperaturas comprendidas entre 147ºC y 240ºC.

La mineralizaciones de antimonio, también en filones hidrotermales, parecen incluirse en aquel grupo estudiado por GUMIEL (1982) formado por filones de paragénesis simple, constituida por estibina y pirita en ganga de cuarzo. Este autor relaciona la génesis de esas mineralizaciones con procesos exhalativos asociados al vulcanismo del Ordovícico inferior.

6.1.2. Rocas industriales y ornamentales

A diferencia de la minería de minerales metálicos, la cantería en la Hoja es prácticamente inexistente, limitandose a pequeñas labores artesanales de reducidas dimensiones sobre los niveles cuarcíticos y areniscosos, y sobre la Caliza Urbana (para la elaboración de cal).

Coordenadas U.T.M.						
X	Y	Sustancias	Morfología	Dirección	Nombre	Labor
440,47	4273,70	Pb	Filoniana	?	Mirones	?
450,37	4273,54	Sb	Filoniana	?	Miravete	?
451,96	4272,23	Sb	Filoniana	?	Cornicabral	?
454,54	4267,72	Sb	Filoniana	?	Minillas	?
427,19	4270,89	Pb, Zn	Filoniana	N60°	Cabañas	Subterránea
430,91	4270,38	Pb, Zn	Filoniana	N60°, N130°	La Inesperada	Subterránea
432,29	4269,63	Pb, Zn	Filoniana	N105°	Navalahiguera	Subterránea
427,92	4263,32	Cu, Pb	Filoniana	N110°	Huertezuela	Subterránea
433,55	4269,16	Zn, Pb	Estratiforme		Peña del Aguila	Subterránea
433,03	4269,03	Zn, Pb	Estratiforme		Peña del Aguila	Subterránea
432,40	4269,25	Zn, Pb	Estratiforme		Rio Fresnedas	Subterránea

Tabla 1.- Indicios mineros de la Hoja de Viso del Marqués

6.2. HIDROGEOLOGÍA

La Hoja de Viso del Marqués se encuentra comprendida entre las isoyetas anuales medias de 400 mm y 500 mm (Fig. 2).

El Instituto Nacional de Meteorología, dispone de una red de control regional relativamente amplia, limitada en esta zona a solamente 3 estaciones (nos 4148, 4148A y 5299).

Las isotermas están comprendidas entre los 13ºC y 14º C, y los valores de evapotranspiración potencial, en media anual y para año medio son próximos a los 800 mm.

El área de estudio se encuentra dentro de un clima mediterráneo templado, y régimen de humedad mediterráneo seco.

Las aguas superficiales drenan, bien a la cuenca del Guadiana, o a la cuenca del Guadalquivir, formando la divisioria de ambas cuencas una línea de trazado tortuoso sobre relieves cuarcíticos.

La red fluvial es de escasa entidad, siendo el principal curso de la zona, el río Fresneda, el cual drena hacia el Guadalquivir, formando parte de la cuenca del río Jándula, y regulado en el embalse del mismo nombre, al Suroeste de la Hoja. Aguas arriba están reguladas sus aguas por el embalse de Fresneda.

No existen estaciones de aforo en la red foronómica, ni estaciones de control de calidad de aguas superficiales.

Tampoco existen zonas clasificadas como húmedas, ni espacios naturales protegidos.

La Hoja de Viso del Marqués no forma parte de ninguna Unidad Hidrogeológica de entidad, según puede observarse en la Fig. 3. Las unidades más próximas son la de Ciudad Real (04.05) y Mancha Occidental (04.04) enclavadas en la cuenca del Guadiana, y las de Bailén-Guarromán (05.24) y Rumblar (05.25) en la del Guadalquivir.

Hidrogeológicamente, esta zona carece de acuíferos de interés, con mayoría de materiales impermeables o de muy baja permeabilidad, pertenecientes al Paleozóico, con algún nivel susceptible de dar un escaso rendimiento, bien en las calizas y dolomías ordovícicas que afloran con limitado desarrollo y de manera muy discontínua y lenticular, o en los sedimentos cuaternarios constituídos por gravas y cantos, de escasa importancia dado el desarrollo de matríz arcilloso-arenoso que reduce considerablemente la explotación y extracción de aguas subterráneas con caudales significativos, como no sea para solucionar problemas de abastecimiento puntuales.

El inventario lo constituyen 35 puntos, de los que 10 son nuevos y 9 revisados recientemente. La mayor parte de ellos son pozos con profundidades entre 2 y 20 m, y en cualquier caso de muy poco caudal.

Las aguas de los manantiales son en general sulfatadas cálcicas y bicarbonatadas cálcicas y magnésicas, buenas para todo tipo de consumos (Fig. 4).

Una gran parte de los pozos se encuentran excavados en cuarcitas, pizarras y areniscas ordovícicas y silúricas, siendo sus aguas bicarbonatadas cálcicas o magnésicas, con conductividades que oscilan entre 644 µs/cm y 1201 µs/cm, variando entre 36 mg/l y 63 mg/l el contenido en nitratos, todo ello en función del muestreo realizado en la fecha de elaboración de esta memoria.

Sus características se destacan en la Fig. 4.

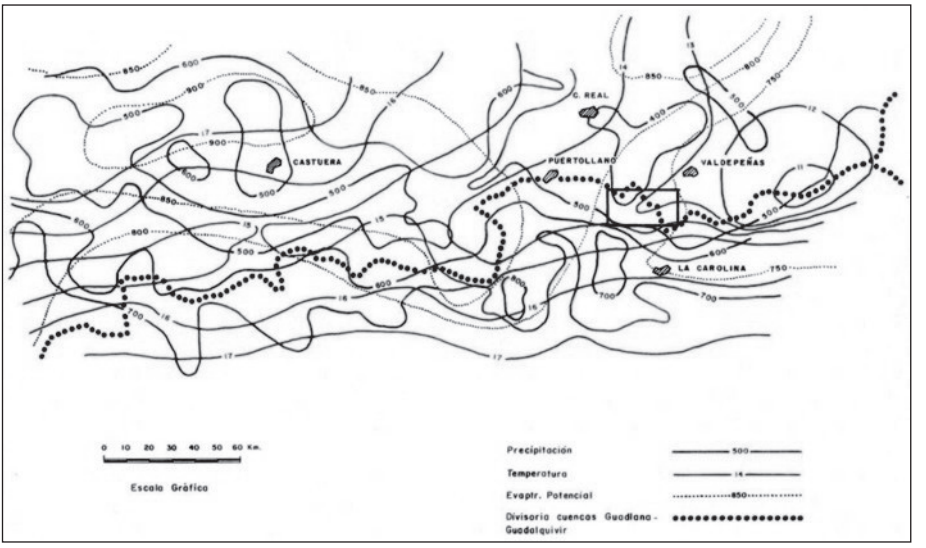


Fig. 2.- Mapa regional de isoyetas, isotermas y E.T.P.

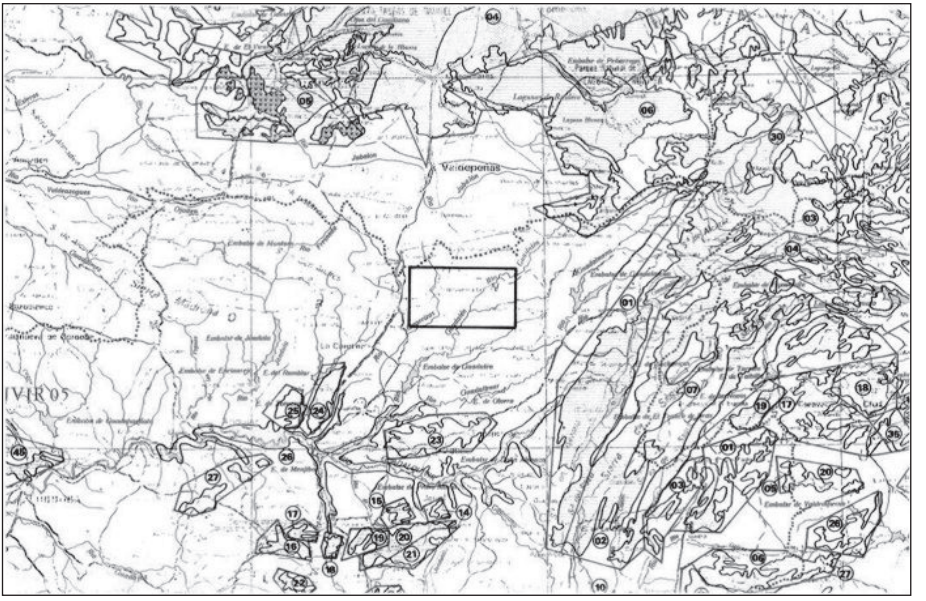
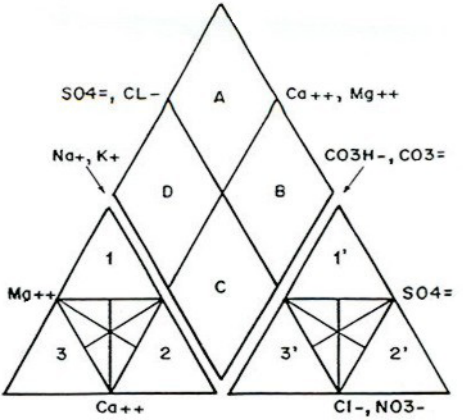
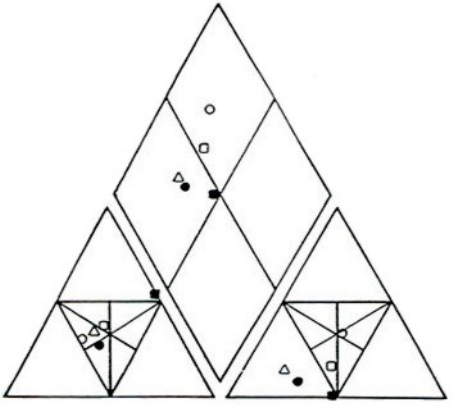


Fig. 3.- Situación de unidades hidrogeológicas de las cuencas del Guadiana y Guadalquivir



A = Sulfatadas y/o cloruradas cálcicas y/o magnésicas
B = Cloruradas y/o sulfatadas sódicas
C = Bicarbonatadas sódicas
D = Bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas
1 = Tipo magnésico
2 = Tipo sódico
3 = Tipo cálcico
1' = Tipo sulfatado
2' = Tipo clorurado
3' = Tipo bicarbonatado



○ 19331001
● 19334004
□ 19334012
■ 19335001
△ 19338002

Fig. 4.- Diagrama de Piper

7. BIBLIOGRAFÍA

Ábalos, B. (1990). "Cinemática y mecanismos de la deformación en régimen de transpresión. Evolución estructural y metamórfica de la Zona de Cizalla Dúctil de Badajoz-Córdoba". *Tésis doctoral, Univ. País Vasco*: 1-430.

Alía, M. (1963). "Rasgos estructurales de la Baja Extremadura". *Bol. Soc. Esp. Hist. Natural, G, I:* 247-262.

Alía, M.; Capote, R. y Hernández Enrile, J.L. (1971). "Rasgos geológicos y tectónicos de la Seirra Morena Oriental y sus estribaciones meridionales en la transversal de Moral de Calatrava (Ciudad Real) a Villanueva del Arzobispo (Jaen)". *I. Congreso Hispano-luso-americano de Geología Económica*, I, 3-30.

Almela, A.; Alvarado, M.; Coma, J. E.; Felgueroso, C. y Quintero, I. (1962). "Estudio geológico de la región de Almadén". *Bol.Inst.Geol.Min.Esp*., 73: 193-327, 1 map. Madrid.

Alvarado, A. y Templado, D. (1935). Mapa geológico de España, escala 1:50.000, Memoria explicativa de la Hoja n°1 838. Santa Cruz de Mudela. IGME.

Álvarez-Nava, H.; García Casquero, J. L.; Hernández Urroz, J.; Lorenzo, S.; López Díaz, F.; Mira, M.; Monteserín, V.; Nozal, F.; Pardo, M. V.; Picart, J.; Robles, R.; Santamaría, J. y Solé, F. J. (1988). "Unidades litoestratigráficas de los materiales precámbrico-cámbricos de la mitad suroriental de la Zona Centroibérica". *II Cong. Geol. de España. SGE. Granada*, vol 1: 19-22.

Amor, J.M. y Ortega, E. (1987). Mapa geológico de España (MAGNA). Memoria de la Hoja n° 809 (Tirteafuera). I.G.M.E., pp. 1-56.

Ancochea, E. (1979). "Polaridades magnéticas y edad de las rocas volcánicas del campo de Calatrava. (Ciudad Real)". *Publ. III Asamblea Nac. Geodesia y Geofísica*. pp. 1593-1604.

Ancochea, E.; Giuliani, A. y Villa, I. (1979). "Edades radiométricas K-Ar del vulcanismo de la región central española". *Est. Geol.* , 35,131-135.

Ancochea, E. e Ibarrola, E. (1982). "Caracterización geoquímica del vulcanismo de la Región Volcánica Central Española". *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)* N° 80, pp-57-88.

Ancochea, E. (1983). "Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central". *Tesis doctoral, Univ. Compl. Madrid,* pp-1-675.

Ancochea, E. (1984). "Magmas primarios y diferenciados en la Región Volcánica Central Española". *Rev. Mat. Prov. Geol. II*, pp. 115-133.

Arbey, F. y Tamain, G. (1971). "Existence d'une glaciation siluro-ordovicienne en Sierra Morena (Espagne)". *C.R. Acad. Sci.* Paris (Serv. D), 272, 1721-1723.

Babin, C. y Gutiérrez-Marco, J.C. (1991). "Middle Ordovician bivalves from Spain and their phyletic and palaeogeographic significance". *Palaeontology*, 34, 109-147.

Babin, C. y Gutiérrez-Marco, J.C. (1992). "Intéret paléobiogeographique de la presence du genre Trocholites (Cephalopoda, Nautiloidea) dans le Dobrotivá (Llandeilo) inférieur d'Espagne". *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monashefte*, 1992, 519-541.

Bard, J. P.; Capdevila, R.; Matte, Ph. y Ribeiro, A. (1970). "Geotectonic model for the Iberian Variscan Orogen". *Nature Physical Science*, 241: 15.

Bascones, L.; Martín Herrero, D. y Corretge, G. (1982). Mapa Geológico de España. E 1: 50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 703 (Arroyo de la Luz). IGME.

Blanco, J.A.; Molina, E., y Martín-Serrano, A. (1991). "Alteraciones y Paleoalteraciones en la morfología del Oeste Peninsular". *ITGE, Sociedad Española de Geomorfología, Curso Monográfico.*

Bouyx, E. y Saupe, F. (1966). "Précision sur la limite Arenig-Llandeilo dans l'Ordovicien d'Almaden (province de Ciudad Real, Espagne)". *C.R. Acad. Sc. Fr.*, 263, 321-323.

Bouyx, E. (1970). "Contribution à l'étude des Formations Anté-Ordoviciennes de la Méséta Méridionale (Ciudad Real et Badajoz)". *Mem.Inst.Geol.Min.España*; Instituto Geológico y Minero de España; 73: 263, 50 fig. Madrid.

Brenchley, P.J., Romano, M. y Gutiérrez-Marco, J.C. (1986). "Proximal and distal Hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician Shelf in Iberia". *Canadian Society for Petroleum Geologists*, Memoir 11, 241-255.

Butenweg, P. (1968). "Geologische Untersuchungen im Ostteil der Sierra Morena nordöstlich von La Carolina (Prov. Jaén, Spanien)". *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*; 6: 126 pp, 61 fig., 1 map. Münster.

Burg, J. P.; Iglesias, M.; Laurent, Ch.; Matte, Ph. y Ribeiro, A. (1981). "Variscan intracontinental deformation : Coimbra-Córdoba Shear Zone (SW Iberian Península)". *Tectonophysics*, 78: 161-177.

Calderón, S. (1905). "Los volcanes de España. Ensayo de bosquejo sintético". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 5, 335-342.

Capote, R., y Hernández Enrile, J.L. (1969). "Estudio geológico en la región de Sta. Cruz de Mudela-Despeñaperros". Junta de Energía Nuclear (inédito).

Capote, R. (1983). "La fracturación subsecuente a la orogenia Hercínica". *Libro Jubilar, J. M0 RÍOS, Geología de España*, T. 2, IGME, pp. 17-25.

Cortázar, D. (1880). "Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad Real". *Bol. Com. Mapa Geol. Nac*. T. VII, pp. 1-289.

Chamón, C.; Hernández Enrile, J.L.; Olmo, P.; Pardo Tirapu, G. y Alia, M. (1970). "Estudio geológico de la región de El Viso del Marqués-Moral de Calatrava (provincia de Ciudad Real)". Inédito dep. *Geodinámica Interna*. *Univ. Compl. Madrid*.

Chaput, J.L. (1971). "Aspects morphologiques du Sud-Est de la Sierra Morena (Espagne)". *Revue de Geogr. Phys et de Geol. Dynamique*, 18, 55-66.

Charpentier, J.L. (1976). "Geólogie et métallogénie de la Sierra Carolina (Jaén, Espagne)". *Thése 3eme. Cycle, Univ. Paris-Sud (Orsay)*, 156 pp (inéd).

Chauvel, J.; Drot, J.; Pillet, J. y Tamain, G. (1969). "Precisions sur l'Ordovicien moyen et supérieur de la "Serie-type" du Centenillo (Sierra Morena Orientale, Espagne)". *Bull. Soc. Geol. de France* (7), 11, 613-626.

Chauvel, L. (1970). "L'Ordovicien moyen et superieur de la serie type du Centenillo". *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 70, t. 11, n1 5, p. 613.

Chauvel, C. y Meléndez, B. (1986). "Note complementaire sur les Echinodermes ordoviciens de Sierra Morena". *Estudios Geológicos*, 42, 451-459.

Cortázar, D. (1880). "Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad Real". *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 8, 289-330.

Crespo, V. y Rey, J. (1971). "Contribución al estudio del Valle de Alcudia". B*ol. Geol. Min. España*, 82 (6): 512-515.

Dallmeyer, R. D.; Pieren Pidal, A. P. (1987). "Evidences of late Proterozoic tectonometamorphic events in SW Iberia. Significance and paleogeographic implications". *Tectonothermal Evol. West African Orogens and Linkages*. (I.U.G.S. Project N1 233): 73-76, 2 fig. Nouakchott.

Dantín Cereceda, J. (1935). "Geomorfología de la Mancha". *Bol. R. Soc. Geografica, Madrid*. T-76, pp.- 129-140.

Díaz Del Olmo, F. y Rodríguez Vidal, O. "Macizo Hespérico Meridional. Geomorfología de España". M. Gutiérrez Elorza (Ed). *Edit. Rueda.* pp. 70-80.

Díez Balda, M. A. (1986). "El complejo esquisto-grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca". *Tesis doctoral. Acta Salmanticensia Ciencias. Eds. Universidad de Salamanca*: 1-162.

Díez Balda, M. A.; Vegas, R. y González Lodeiro, F. (1990). "Structure, Autochthonous Sequences, Part IV Central-Iberian Zone. Pre-Mesozoic Geology of Iberia". R.D. Dallmeyer, E.

Martínez García (Ed.); *Springer-Verlag Berlin Heidelberg* New York: 172-188, 8 fig. Heidelberg.

Díez Balda, M. A. y Vegas, R. (1992). "La estructura del Dominio de los pliegues verticales de la Zona Centro Ibérica". *Paleozoico Inf*. Ibero-América. J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds): 523-534, 6 fig. Madrid.

Elías, F. y Ruíz, L. (1976). "Agroclimatología de España". *Cuadernos INIA*, n1 7, Madrid.

Escuder, J.; Villar, P.; Rodríguez, L.R.; Monteserín, V. y Santisteban, J. (1995). "Evolución tectonotérmica del área metamórfica del SO de Salamanca (Zona Centroibérica, O de España)". *Bol. Geol. Min. de España*, 106: 303-315.

Farias, P.; Gallastegui, G.; González Lodeiro, F.; Marquínez, J.; Martín Parra, L. M.; Martínez Catalán, J.R.; De Pablo Macia, J. G. y Rodríguez Fernández, L. R. (1987). "Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central". *Anais da facultade de Ciencias Universidade de Porto. Memorias*, 1: 141-431.

Fernández-Gianotti, J.; Benito Moreno, M.I.; Torres Pérez-Hidalgo, T.; Núñez-Lago Polo, B.; Cabra Gil, P.; Matas, J.; Leyva, F.; Roldán, F.; Rubio, J.C. y González, A. (2014). Mapa Geológico de España. E 1: 50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 886 (Beas de Segura). IGME.

Fleuty, M. J. (1964). "The description of folds". *Geol. Assoc. Proc.*, 75: 461-492.

Fontboté, J. M. (1970). Hoja Nº 70 "Linares". Map Geol. España E.1:200.000; Instituto Geológico y Minero de España: 29 pp, 1 map. Madrid.

Fricke, W. (1941). "Die Geologie des Grenzgebietes zwischen nordöstlicher Sierra Morena und Extremadura". *Tesis Doctoral, Univ. Berlín*, 91 p.

Fuganti, A. y Serpagli, E. (1968). "Geological remarks on Urbana Limestone and evidence for its Upper Ordovician age by means of Conodonts (Eastern Sierra Morena, South Spain)". *Boll. Soc. Geol. Ital*., 87, 511-521. Roma.

García Abbad, F. J. y Martín-Serrano, A. (1980). "Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central española)". *Estud.Geol.*; 36: 391-401. Madrid.

García Palacios, A.; Gutiérrez-Marco, J.C. y Herranz Araújo, P. (1996). "Edad y correlación de la "Cuarcita de Criadero" y otras unidades cuarcíticas del límite Ordovícico-Silúrico en la Zona Centroibérica meridional (España y Portugal)". *Geogaceta*, 20 (1), 19-22.

García Sansegundo, J.; Lorenzo Álvarez, S. y Ortega, E. (1987). "Memoria explicativa de la Hoja 808, Almadén". *Mapa Geológico de España, esc.* 1:50.000, 2ª serie, plan MAGNA, IGME, 60 pp.

Gil Cid, M.D.; Domínguez Alonso, P.; Cruz González, M.C. y Escribano Ródenas, M. (1996). "Nuevo macrocystellidae (Echinodermata, Cystoidea Rhombifera) para el Ordovícico español". *Estudios Geológicos,* 52 (3-4), 175-183.

Gil Cid, M.D.; Domínguez, P.; Cruz, M.C. y Escribano, M. (1996). "Primera cita de un Blastoideo Coronado en el Ordovícico Superior de Sierra Morena oriental". *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 9, 253-267.

Gil Cid, M.D.; Domínguez, P.; Escribano, M. y Silván, E. (1996). "Un nuevo Rombífero, Homocystites geyeri n. sp., en el Ordovícico de El Viso del Marqués (Ciudad Real)". *Geogaceta*, 20 (1), 216-219.

Gil Cid, M.D.; Domínguez Alonso, P.; Silván Pobes, E. y Escribano Ródenas, M. (1996). "Bohemiaecystis jefferiesi n. sp.; primer Cornuta para el Ordovícico español". *Estudios Geológicos*, 52 (5-6), 313-326.

Gil Serrano, G.; Monteserín López, V.; Nozal Martín, F. y Pérez Lorente, F. (1984). "Fases de deformación y ejemplos de superposición en la parte occidental de los Montes de Toledo". *I Congr. Esp. Geol.*; III: 27-46. Segovia.

Gil Toja, A.; Jimenez Ontiveros, P. y Seara Valero, J. R. (1985). "La cuarta fase de deformación hercínica en la Zona Centroibérica del Macizo Hespérico". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 9: 91-104.

Gonçalves, F. (1971). "Subsidios para o conhecimiento geológico do Nordeste Alentejano". Mem. *Serv. Geol. Portugal,* 18: 1-62.

Gumiel, P.; Rocio, C.; Monteserín, V.; Bellido, F.; Quesada, C. y Lombardero, M. (2002). "Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Sector Centro-Occidental de Extremadura (E 1; 100.000)". Junta de Extremadura.

Gutiérrez Elorza, M. (1994). "Introducción a la Geomorfología Española". En. Gutierrez Elorza, M. Ed. 1994, *Geomorfología de España. Editorial Rueda,* pp. 1-24.

Gutiérrez-Marco, J.C. (1986). "Graptolitos del Ordovícico español". *Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid,* 3 vols., 701 págs. (inéd.).

Gutiérrez-Marco, J.C. y Baeza Chico, E. (1996). "Descubrimiento de Aristocystites metroi Parsley y Prokop, 1990 (Echinodermata, Diploporita) en el Ordovícico Medio centroibérico (España)". *Geogaceta*, 20 (1), 225-227.

Gutiérrez-Marco, J.C.; Chauvel, J.; Meléndez, B, y Smith, A.B. (1984). "Los equinodermos (Cystoidea, Homalozoa, Stelleroidea, Crinoidea) del Paleozoico Inferior de los Montes de Toledo y Sierra Morena (España)". *Estudios Geológicos*, 40, 421-253.

Gutiérrez-Marco, J.C. y Meléndez, B. (1987). "Nuevos hallazgos de Estilóforos (Homalozoos) en los materiales ordovícicos de la Zona Centroibérica". *Coloquios de Paleontología,* 41, 41-50.

Gutiérrez-Marco, J.C. y Pineda Velasco, A. (1988). "Datos bioestratigráficos sobre los materiales silúricos del subsuelo de El Centenillo (Jaén)". *II Congreso Geológico de España*, 1, 91-94.

Gutiérrez-Marco, J.C. y Rábano, I. (1987). "Trilobites y graptolitos de las lumaquelas terminales de los "Bancos Mixtos" (Ordovícico superior de la zona Centroibérica meridional)". *Boletín Geológico y Minero*, 93, 647-669.

Gutiérrez-Marco, J.C.; Rábano, I.; Prieto, M. y Martín, J. (1984). "Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la zona Centroibérica (España)". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 9, 287-319.

Gutiérrez-Marco, J.C.; Rábano, I.; San José, M.A.; Herranz, P. Y Sarmiento, G.N. (1995). "Oretanian and Dobrotivian stages vs. "Llanvirn-Landeilo" Series in the Ordovician of the Iberian Peninsula". In Cooper, J.D., Droser, M.L. y Finney, S.E. (Eds.): *Ordovician Odyssey*. *Pacific Section Society for Sedimentary Geology, Book* 77, 55-59.

Gutiérrez-Marco, J. C.; San José Lancha, M. A. y Pieren Pidal, A. P. (1990). "Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy. Pre-Mesozoic Geology of Iberia". R.D. Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.); *Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York:* 160-171, 1 fig. Heidelberg.

Habelferner, E. (1931). "Eine Revision der Graptoliten der Sierra Morena (Spanien)". *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges*. 43 (2). 19-66.

Hafenrichter, M. (1979). "Paläentologisch-okologische und lithofazielle untersuchungen des Ashgill-kalkes (Jungordovizium) in Spanien". *Arb. Paläont. Inst Wurtzburg,* 3, 1-139.

Hafenrichter, M. (1980). "The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena)". *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 160 (1), 138-148.

Hammann, W. (1974). "The Ordovician of The Iberian Peninsula-a review". *The Ordovician System: proceeding of a Paleontological Association symposium Birmingham*, p: 387-409.

Hammann, W. (1976). "Trilobiten aus dem oberen Caradoc der östlichen Sierra Morena (Spanien)". *Senckenbergiana lethaca,* 57, 35-85. Frankfurt aun Main.

Hammann, W. (1983). "Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien; ihre bioestratigraphie, ökologie und systematik". *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges*. 542, 1-177.

Hammann, W.; Robardet, M.; Romano, M.; Gil Cid M.D.; Gutiérrez-Marco, J.C.; Herranz, P.; Marcos, A.; Martín, J.; Pelaez, J.R.; Pérez Estaún, A.; Prieto, M.; Rábano, I.; San José, M.A.; Truyols,

J.; Vegas, R.; Vilas, L.; Villas, E. y Villena, J. (1982). "The ordovician system in southwestern Europe (France Spain and Portugal)". *IUGS Publ*. 11: 1-47.

Hammann, W. y Rábano, I. (1987). "Morphologie und Lebensweise der Gattung Selenopeltis (Hawle & Corda, 1847) und ihre Vorkomenn im Ordovizium von Spanien". *Senckenbergiana lethaea*, 68 (1-4), 91-137.

Henke, W. (1926). "Beitrag zur Geologie der Sierra Morena nördlich von La Carolina (Jaen)". *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges,* 39 (2), 205-213. (Traducido al español en Publ. Extr. sobre Geol. de España, 6, 27-39, 1953).

Hernández Pacheco, F. (1921). "El yacimiento de mamíferos cuaternarios de Valverde de Calatrava y edad de los volcanes de Ciudad Real". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat*. Tomo cincuentenario, 98-114.

Hernández Pachecho, F. (1932). "Estudio de la region volcánica central de España". *Mem. Acad. Ciencias Ex. Fis. Nat*, 3, pp. 1-235.

Hernández Pacheco, F. (1932). "La región volcánica de Ciudad Real". *Publ. Soc. Geogr. Nac. Serie B*. N° 3, pp. 154-213.

Hudleston, P. J. (1973). "Fol. Morphology and some geometrical implications of theories of fold development". *Tectonophysics*, 66: 127-146.

Julivert, M.; Ribeiro, A. y Conde, L. (1972). "Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. (Escala 1:1.000.000)". IGME.

Julivert, M. y Truyols, J. (1983). "El Ordovícico en el Macizo Iberico". *Libro Jubilar J.M. RÍOS*, V 1, pp. 192-246.

Julivert, M.; Truyols, J. y Verges, J. (1983). "El Devónico en el Macizo Iberico". *Libro Jubilar J.M0 RÍOS*, Geologia de España, T-1, IGME, pp. 265-311.

Julivert, M. y Truyols, J. (1983). "El Silúrico en el Macizo Ibérico". *Libro Jubilar J.M. RÍOS* V.1, pp. 246-265.

Julivert, M.; Vegas, R.; Roiz, J.M. y Martínez Rius, A. (1983). "La estructura de la extensión SE de la zona centroibérica con metamorfismo de bajo grado". *Libro Jubilar J.M. RÍOS* T. 1, pp- 477-490.

López Díaz, F. (1991). "Características de la primera fase (distensiva) hercínica en la Sierra de S. Pedro (Cáceres-Badajoz)". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 16: 53-63.

López Díaz, F. (1993). "La estructura del Anticlinal de Navalpino (Zona Centroibérica)". *Tésis doctoral, Univ. Oviedo*: 1-144.

Lorenzo, S. y Gómez, M. A. (1992). "Estudio geológico de la Reserva Fresneda". *Informe interno MAYASA*. (Almacén, Ciudad Real).

Lorenzo, S. y Solé, F. J. (1988). "La discordancia intraprecámbrica y la estratigrafía del Precámbrico superior en el sector suroriental del Anticlinal de Abenójar-Tirteafuera". *II Cong. Geol. de Esp. SGE. Granada*, vol 1:115-118.

Lotze, F. (1945). "Observaciones respecto a la discusión de los varíscides de la Meseta Ibérica". *Publ. Extr. Geol. España*, 6 (3-4): 149-166. Trad. J. M. Ríos.

Lotze, F. (1956). "Uber sardischen Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntishen Faltung". *Geotek. Symp. Hans sttille*: 129-139.

Marek, L. y Gutiérrez-Marco, J.C. (En prensa). "Middle Ordovician Hyoliths from Spain". *Journal of Paleontology*.

Martín Parra, L.M.; González Lodeiro, F.; Martínez Poyatos, D. y Matas, J. (2006). "The Puente Génave-Castelo de Vide Shear Zone (southern Central Iberian Zone, Iberian Massif): geometry, kinematics and regional implications". *Bull. Soc. géol. Fr.*, 177(4): 191-202.

Martín Parra, L.M.; Matas, J.; Martínez Poyatos, D.J. y González Lodeiro, F. (2004). "Geometría y cinemática de la cizalla extensional de Santa Elena-Puente Génave (Zona Centroibérica, Sierra Morena Oriental)". *Geo-Temas*, 6(3): 89-91.

Martín-Serrano, A. (1988). "Sobre la posición de la raña en el contexto morfodinamico de la Meseta. Planteamienos antiguos y tendencias actuales". *Bol. Geol. y Min.* 99, 855-870. Tomo XCIX-VI, IGME, pp. 21-36?.

Martín-Serrano, A (1988). "Sobre la transicion Neógeno Cuaternario en la Meseta. El papel morfodinámico de la Raña". *II. Congr. Geol. España, SGE, Granada*, 1, 395-398.

Martín-Serrano, A. (1991b). "El relieve del Macizo Hespérico y sus sedimentos asociados". *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del Oeste Peninsular, Sociedad Española de Geomorfología, Monografía,* N1 6, ITGE-SEG, 9-26.

Martín-Serrano, A. (1991). "La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina". *Rev. Soc. Geol. España*, 4 (3-4), 337-351.

Martín-Serrano, A. (1993). "El relieve del Macizo Hespérico: Génesis y cronología de los principales elementos morfológicos". *Reun.Xeol.Min.NW Penin*. XV Reunión: Evolución Alpina del Sistema Hercínico peninsular: 118-120. O Castro, A Coruña.

Martínez Catalán, J. R.; Hacar Rodríguez, M. P.; Villar Alonso, P.; Pérez Estaún, A. y González Lodeiro, F. (1992). "Lower Paleozoic extensional in the limit between the West Asturian-

Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain". *Geologishe Rundschau*, 81/2: 545-560. Stuttgart.

Martínez Poyatos, D.; Azor, A.; González Lodeiro, F. y Simancas, J. F. (1995). "Timing of the Variscan structures on both sides of the Ossa Morena / Central Iberian contact (southwestern Iberian Massif)". *D. R. Acad. Scien. París*, 321: 609-615.

Martínez Poyatos, D.; Díez Balda, M.A.; Macaya, J.; González Lodeiro, F.; Martínez Catalán Y Vegas, R. (2004). "Zona Centroibérica. Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico. Estructura. El acortamiento varisco inicial". En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 84-87.

Martínez Poyatos, D.; González Lodeiro, F.; Azor, A. y Simancas, J. F. (2001). "La estructura de la Zona Centroibérica en la región de los Pedroches (Macizo Ibérico Meridional)". *Rev. Soc. Geol. Esp.* 14 (1-2): 147-160.

Martínez Poyatos, D.; Simancas, J. F.; Azor, A. y González Lodeiro, F. (1988). "La estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica (Macizo Ibérico) en el norte de la Provincia de Córdoba". *Rev. Soc. Geol. España*, 11: 87-94.

Matas, J.; Leyva, F. y Cabra, P. (2009). Mapa Geológico de España. E 1: 50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja n° 864 (Venta de los Santos). IGME.

Matas, J.; Leyva, F. y Díez Montes, A. (2005). Mapa Geológico de España, E 1: 50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja n° 731 (Zorita). IGME.

Matte, Ph. (1986). "Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe". *Tectonophysics*, 196: 329-374.

Mcdougall, N.; Brenchely, J.; Revelo, J.A. y Romano, M. (1987). "Fans and fan deltas-precursors to the Armorican Quartzite (Ordovician) in western Iberia". *Geol. Mag.* 124 (4), pp. 347-359.

Ministerio De Agricultura, Pesca y Alimentación (1988). "Caracterización agroclimática de la provincia de Ciudad Real". pp. 1-65.

Molina, E.; Pérez González, A. y Aguirre, E. (1972). "Observaciones geológicas del Campo de Calatrava". *Est. Geol*. v. 27, pp. 3-11.

Molina, E. (1974). "Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real)". *Tesis Doctoral Fac. Ciencias. Madrid*, 347 pp.

Molina, E. (1975). "Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real)". *Trab. Neógeno-Cuaternario*, 3, pp. 1-106.

Molina, E. (1991). "Paleoalteraciones y evolución del relieve: el caso del Zócalo Hercínico Ibérico". *Alteraciones y Paleoalteraciones en la morfologia del Oeste Peninsular, Sociedad Española de Gemorfologia, Monografía*, n1 6, ITGE-SEG, 27-43.

Molina, E. (1993). "Las paleoalteraciones sobre el zócalo hercínico ibérico: algunos ejemplos españoles". *Reun. Xeol. Min. NW Penin*. XV Reunión: Evolución alpina del Sistema Hercínico Peninsular: 129-132. O Castro, A Coruña.

Molina, E.C.; Blanco, J.A.; Pellitero, E.; Cantano, M. y Jorda, J. (1985). "Esquemas sobre la evolución del relieve del Macizo Hesperico en su sector Castellano-Extremeño". *Studia Geol. Salmant*. n1 20, pp. 115-126.

Molina Cámara, J. M.; Fernández Carrasco, J. (1987). Memoria de la Hoja 782 "Valdemanco del Esteras". Mapa Geol. España 1:50.000 (Ser MAGNA); *Departamento de Publicaciones. Ministerio de Industria y Energía.*: 48, 4 fig. Madrid.

Monteserín, V. Y López, M. J. (1985). Mapa Geológico de España E 1: 50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja n° 682 (Sevilleja de la Jara). IGME.

Monteserín, V. y Pérez Rojas, A. (1985). Mapa Geológico de España E 1: 50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja n° 653 (Valdeverdeja). IGME.

Moreno, F. (1977). "Estudio geológico de los Montes de Toledo occidentales". *Tésis Univ. Comp. Madrid*: 1-207.

Moreno, F.; Vegas, R. y Marcos, A. (1976). "Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia "Sárdica" en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España)". *Brev. Geol. Astúr*. 20 (1): 8-16.

Nozal, F.; García Casquero, J. L. y Picart, J. (1988). "Discordancia intraprecámbrica y series sedimentarias en el sector suroriental de los Montes de Toledo". *Bol. Geol. Min. España* XCIX-IV: 473-489.

Ortega, E. (1988). "Geology and Metallogeny of the Almadén area, Centroiberian zone, Spain". *2nd Remote Sensing European Workshop* (Bruxelles, 1986): 149-173.

Ortega Gironés, E. y González Lodeiro, F. (1986). "La discordancia intra-Alcudiense en el Dominio Meridional de la Zona Centroibérica". *Breviora Geol.Asturica*; 27: 27-32, 2 fig. Oviedo.

Orviz Castro, F.; Castelló Montori, R. y Martínez Del Olmo, W. (1976). Hoja Geológica, escala 1:50.000 de Santisteban del Puerto 20-35 (885). IGME.

Palero Fernández, F. y Martín-Izard, A. (1988). "Las mineralizaciones estratoides de Zn-Pb en la Caliza Urbana del paraje de Peña del Aguila, Calzada de Calatrava (Ciudad Real)". *Boletín de la Sociedad Esp. Mineralogía*, 11-1, 179-189.

PALERO, F. J. (1991). "Evolución geotectónica y yacimientos minerales de la región del Valle de Alcudia (sector meridional de la Zona Centroibérica)". *Tesis Doct. Univ. Salamanca*: 827. Madrid.

PALERO, F.J. (1992). "La sucesión paleozoica y estructura del Sinclinal de Solana del Pino (Ciudad Real)". *Est. Geol.* 48, 341-352.

PALERO, F. J. (1993). "Tectónica pre-hercínica de las series infraordovícicas del anticlinal de Alcudia y la discordancia intraprecámbrica en su parte oriental (Sector meridional de la Zona Centroibérica)". *Bol.Geol.Min.*; 104 (3): 227-242, 10 fig., 1 map. Madrid.

PARDO ALONSO, M. V. Y DE RENZI, M. (1993). "Presence of Stromatolites in the lower Devonian of Herrera del Duque (Central-Iberian Zone, Spain)". *Reun. Geol. Oeste Penins. Comun XII Reunión*; 1: 29-40, 5 fig.

PARDO ALONSO, M. V. Y GARCÍA ALCALDE, J. L. (1984). "Bioestratigrafía del Devónico de la región de Almacén (Ciudad Real, España)". *Trabajos de Geología*, 14 : 79-120

PARÍS, F. (1981). "Les Chitinozoaires dans le Paleozoique du Sud-ouest de l'Europe". Mem. Soc. Geol. *Mineral. Bretagne*, 26. 412 pp. Rennes.

PARÍS, F. (1990). "The Ordovician chitinozoan biozones of the Northern Gondwana Domain". *Review of Palaeobotany and Palynology*, 66, 181-209.

PARÍS, F.; ELAOUAD-DEBBAJ, Z.; JAGLIN, J.C.; MASSA, D. Y OULEBSIR, L. (1995). "Chitinozoans and late Ordovician glacial events on Gondwana". In Cooper, J.D., Droser, M.L. y Finney, S.C. (Eds.): Ordovician Odyssey. *The Pacific Section Society for Sedimentary Geology, Book* 77, 171-176.

PARÍS, F..; ROBARDET, M.; DURAND, J. Y NOBLET, C. (1982). "The Lower Paleozoic trangression in Southwestern Europe". *Palaeontological Contributions of the University of Oslo,* 280, 41.

PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1979). "El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos". *Trab. Neógeno-Cuaternario*, n1 9., pp. 23-36

PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1981). "Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo". *Tésis Doct. Univ. Comp. Madrid*, pp. 1-787.

PICKERILL, R.K.; ROMANO, M. Y MELENDEZ, B. (1984). "Arenig trace fossils from the Salamanca area, western Spain". *Geol. J.* 19, 249-269.

PIEREN PIDAL, A. P. (1986). "Mobilité du bassin sédimentaire au Silurien inférieur dans le synclinal de Herrera del Duque. (Badajoz, España)". *Réun.Sci.Terre.* Clermont-Ferrand; 11 ème: 148.

Piles, E. Y Nozal, F. (1989). Mapa Geológico de España E 1: 50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 733 (Castilblanco). IGME.

Pineda Velasco, A. (1987). "La Caliza Urbana (Ordovícico Superior) y sus tramos volcanoclásticos en el subsuelo del norte de El Centenillo (Jaén)". *Bol.Geol.Min.*; 98 (6): 780-793, 6 fig. Madrid.

Pineda Velasco, A. (1989). "Mineralizaciones de Zn - Ba en el Ordovícico Superior (C. Urbana y tránsito a P. Chavera) del subsuelo al norte de El Centenillo (Jaén)". *Bol.Geol.Min.*; 100-4: 653-665, 6 fig. Madrid.

Poupon, G. (1971). "Contribution a l'etude de la region d'Aldeaquemada (Jaén, Espagne)". *Tesis Univ. Paris-Sud (Orsay)*. 60 pp.

Portero, J.M.; Ancochea, E.; Gallardo, J. y Pérez González, A. (1988). Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. MAGNA 2ª serie. Hoja nº 784 (Ciudad Real). *IGME* 101 pp.

Portero García, J. M. y Dabrio González, C. J. (1988). "Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo Meridionales y Campo de Calatrava". *II Congr. Geol. Esp. Comun.*; 1: 161-164, 2 fig. Granada.

Puschmann, H. (1966). "Zur Problem der Schichtlücken em Devon der Sierra Morena (Spanien)". *Geologische Rundschau*, 56: 528-542.

Quesada, C. (1991). "Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of the tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif". *Tectonophysics*, 185: 225-245.

Quesada, C. (1992). "Evolución tectónica del Macizo Ibérico (Una historia de crecimiento por acrecencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico superior y el Paleozoico)". *Paleozoico Inf. Ibero-América*. J.C Gutiérrez-Marco, J.Saavedra & I.Rábano (Eds.): 173-192, 6 fig. Madrid.

Quesada, C.; Apalategui, O.; Eguiluz, L.; Liñán, E. y Palacios, T. (1990). "Part V: Ossa Morena Zone". En:Pre-Mesozoic Geology of Iberia (R. D. DALLMEYER y E. MARTÍNEZ Eds.). *Springer Verlag, Berlín*: 252-258.

Rábano, I. (1988). "Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona Centroibérica española". *Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid*, 3 vols., 621 págs. (inéd.).

Rábano, I. (1989). "El género Uralichas Delgado, 1892 (Trilobita, Lichaida) en el Ordovícico de la Península Ibérica". *Boletín Geológico y Minero*, 100 (1): 21-47.

Rábano, I. (1990). "Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona centroibérica española". *Publicaciones Especiales del Boletín Geológico y Minero,* 1-233 (recopilación de 4 artículos aparecidos en 1989).

Rábano, I. (1989). "Trilobites del Ordovício Medio del sector meridional de la zona Centroibérica española. Parte I: Yacimientos, bioestratigrafía y aspectos paleobiogeográficos". *Bol. Geol. y Min.,* 100 (3):307-338.

Ramsay, J. G. (1967). "Folding and fracturing of roks". *McGraw-Hill. New York*: 1-568

Recio, J.M.; Cano, Mª D.; Baena, R.; Rodríguez, J. y Díaz Del Olmo, F. (1993). "Rañas en el borde meridional del macizo Hespérico (Sierra Morena)". *La raña en España y Portugal. Monografía del Centro de Ciencias Medioambientales*, N1 2, C.S.I.C., PP. 3-13.

Redlin, K. (1955). "Stratigraphie und tektonik in der Sierra de San Andrés (östliche Sierra Morena Spanien)". *Münster Forsch. Geol. Palaönt*., 3: 144.

Ribeiro, A. (1974). "Contribution a l`étude tectonique de Tras-os-Montes Oriental". *Serv. Geol. Portugal*, 24 (1): 168.

Richter, P. (1967). "Stratigraphie und Tektonik in der Sierra de San Andrés (östliche Sierra Morena, Spanien)". *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*; 3: 1-144. Münster.

Ríos Aragüés, S. (1977). "Estudio geologico del metalotecto plumbífero del Ordoviciense (La Carolina-Santa Elena, Sierra Morena Oriental, Provincia de Jaen)". *Tesis Doctoral ETSIMM*, 271 pp.

Robardet, M. y Dore, F. (1988). "The Late Ordovician diamictitic formations from Southwestern Europe: north-Gondwana glaciomarine deposits". *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, vol 66, pp. 19-31.

Robles, R. y Alvarez-Nava, H. (1988). "Los materiales precámbricos del Domo de las Hurdes: existencia de tres series sedimentarias separadas por discordancias. SO de Salamanca (Zona Centroibérica)". *II Cong. Geol. España. SGE. Granada*, vol 1: 185-188.

Rodríguez Vidal, J. y Díaz Del Olmo, F. (1994). "Macizo Hespérico Meridional". En: *Gutierrez Elorza, M. Ed. 1994, Geomorfología de España. Editorial Rueda,* pp. 101-122.

Roiz, J.M. (1979). "La estructura y la sedimentación herciniana, en especial el Precambrico superior, en la region de Ciudad Real-Puertollano". *Tesis Doctoral, UCM,* 256 pp.

Româo, J.M.; Gutiérrez-Marco, J.C.; Rábano, I.; Oliveira, J.T. y Marques Guedes, A. (1995). "A Formaçâo de Cabeço do Peâo (Ordovícico Superior) no sinforma Amêndoa-Carvoeiro (SW da ZCI) e a sua correlaçâo estratigráfica na província mediterrânica". *Memórias do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade do Porto*, 4, 121-126.

Roquero, C. (1993). "La Raña: unidad y diversidad. La raña en España y Portugal". *Monografía del Centro de Ciencias Medioambientales n° 2, CSIC*, pp. 381-392.

San José, M. A. (1984). "Los materiales anteordovícicos del Anticlinal de Navalpino". *Cuad. Geol. Ibérica*, vol 9: 81-117. Madrid.

San José Lancha, M. A.; Rábano, I.; Herranz Araújo, P.; Gutiérrez-Marco, J. C. (1992). "El Paleozoico Inferior del SO de la Meseta (Zona Centroibérica meridional)". *Paleozoico Inf. Ibero-América*. J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds.): 505-521, 7 fig. Madrid.

Santamaría, J. (1995). "Los yacimientos de fosfato sedimentario en el límite Precámbrico-Cámbrico del Anticlinal de Valdelacasa (Zona Centroibérica)". *Tésis doctoral. Fac. Cien. Dep. Geol. Area Estr. Univ. Aut. Barcelona.*

Santamaría, J. y Pardo, M. V. (1994). "Síntesis estratigráfica de los materiales precámbrico-cámbricos de la Zona Centroibérica (España)". *Abst. 2end Inter. Meet. IGCP* nº 351: 15-16.

Santonja, M. y Redondo, E. (1973). "Avance del Estudio del Paleolitico del Campo de Calatrava". *Cuad. Est. Manchegos,* n1 4, pp- 61-96.

Santonja, M. y Querol, M.A. (1979). "El Paleolitico inferior de la Meseta Española". *Act. IV. Reun. del G.T. Cuat*. pp. 196-221.

Sarmiento, G. (1993). "Conodontos ordovicicos de Sierra Morena (Macizo Hespérico Meridional)". *Tesis Doctoral Univ. Complutense Madrid*, 599, pp.

Sarmiento, G.N.; Gutiérrez-Marco, J.C. y Rábano, I. (1995). "A biostratigraphical approach to the Middle Ordovician conodonts from Spain". In Cooper, J.D., Droser, M.L. y Finney, S.E. (Eds.): *Ordovician Odyssey. Pacific Section Society for Sedimentary Geology, Book* 77, 61-64.

Saupe, F. (1971). "La série ordovicienne et silurienne d'Almadén (Prov. de Ciudad Real, Espagne)". *Mem.Bur.Rech.Geol.Minières.* Coll. Ordovicien et Silurien; 73: 462. Paris.

Saupe, F. (1971). "Stratigraphie et pétrographie du "Quartzite du Criadero" (Valentien) à Almadén (Ciudad Real, Espagne)". *Mem.Bur.Rech.Geol.Minières.* Coll. Ordovicien et Silurien; 73. Paris.

Saupe, F. (1973). "La géologie du gisement de mercure d'Almadén (Prov. Ciudad Real, Espagne)". *Sci.Terre*; 94, Avenue de Latte de Tassigny - 54000 Nancy; 29: 342. Nancy.

Soldevila, J. (1992). "La sucesión paleozoica en el Sinforme de la Sierra de S. Pedro (Provincias de Cáceres y Badajoz, SO de España)". *Estudios Geológicos*, 48: 363-379.

Solé Sabaris, L. (1983). "Morfología General de la Peninsula Iberica". Libro Jubilar J. Mª RÍOS. *Geologia de España*, T 2, IGME, pp. 589-612.

Tamain, G. (1967). "El Centenillo zone de referencie pour l'etude de l'Ordovicien de la Sierra Morena Orienale (Espagne)". *C.R. Acad. Sc. Paris*, Serie D 267-265, 389-392.

Tamain, G. (1972). "Recherches géologiques et minières en Siera Morena orientale (Espagne). Thèse présentée à l'université de Paris-sud (Centre d'Orsay)". *Trav.Lab.Géol.Struct.Appli.* 91 - Orsay; 2 vol, 648 pp., 38 map. 4 anexos. Paris.

Torres, T.; Sánchez, A.; Crespo, A. y Zapata, J.L. (1986-87). "Nuevos datos sobre la sedimentación terciaria en la Mancha (Ciudad Real)". *Acta Geológica Hispánica*, t. 21-22. p. 443.447.

Vázquez F.; Ruíz, C. y Moreno, F. (1992). Mapa Geológico de España. E 1: 50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 685 (Los Yébenes). IGME.

Vidal, G.; Palacios, T.; Gámez, J. A.; Díez Balda, M. A. y Grant, S. W. F. (1994). "Neoproterozoic (Vendian) ichnofossils from Lower Alcudian strata in Central Spain". *Geol. Mag.*, 131: 1-11.

Villar, P.; Escuder, J. y Martínez Catalán, J. R. (1992). "La zona de cizalla de Juzgado-Penalva do Castelo en el sector español". *III Cong. Geol. de España. Simposios*, tomo 2: 446-456.

Villas, E. (1992). "New Caradoc brachiopods from the Iberian Chains (Northeastern Spain) and their stratigraphic significance". *Journal of Paleontology*, 66, 772-793.

Villas, E. (1995). "Caradoc through Early Ashgill brachiopods from the Central-Iberian Zone (Central Spain)". *Géobios*, 28 (1), 49-84.

MINISTERIO
DE ECONOMÍA
Y COMPETITIVIDAD

Instituto Geológico
y Minero de España

ISBN 978-84-9138-010-8

9 788491 380108