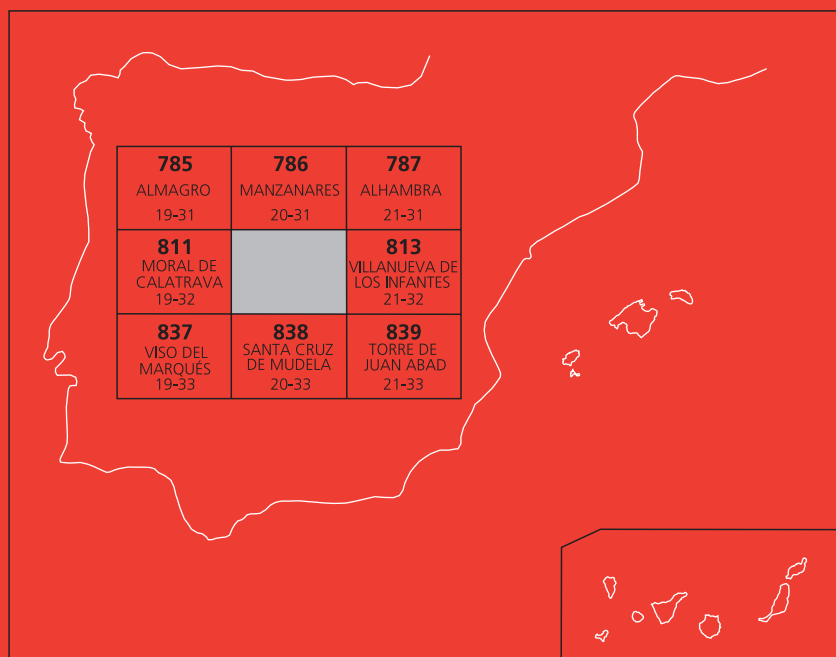




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



VALDEPEÑAS

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

VALDEPEÑAS

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
Reservados todos los derechos de acuerdo a la ley

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 064-18-008-2
ISBN: 978-84-9138-058-0
Depósito legal: M-17.580-2018

Fotocomposición: P. Peñas
Impresión: Gráficas Muriel, S.A.

Las presentes Hoja y Memoria (Valdepeñas-812), han sido realizadas durante los años 1996 a 2003 por el Instituto Geológico y Minero de España habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Autores:

Cartografía Geológica y Memoria

- R. Martín Banda (IGME)
- V. Monteserín López (IGME)
- C. Rey Moral (IGME)
- A. Martín-Serrano García (IGME)
- A. Herrero Hernández (Universidad de León)

Cartografía Geomorfológica y Memoria

- R. Martín Banda (IGME)
- A. Martín-Serrano García (IGME)

Colaboradores:

Petrología

- F. Bellido Mulas (IGME)
- L.A. Cueto Pascual (IGME)

Paleontología

- J.C. Gutiérrez-Marco (CSIC)

Estratigrafía y Sedimentología

- A. del Olmo Sanz (IGME) (Paleozoico)
- A. Herrero Hernández (Cenozoico)

Geología económica

- F.J. Palero Fernández (UCLM)

Hidrogeología

- T. Peinado Parra (IGME)

Edafología

- A. Álvarez González (UAM)
- M.P. Carral González (UAM)
- R. Jiménez Ballesta (UAM)

Lugares de interés geológico

- A. García Cortés (IGME)
- J. Vegas Salamanca (IGME)

Dirección y supervisión

- V. Monteserín López (IGME)
- A. Martín-Serrano García (IGME)

Edición

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

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Fichas petrográficas, paleontológicas y sedimentológicas de dichas muestras
- Columnas estratigráficas de detalle
- Álbum de fotografías
- Informes complementarios

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
2. ESTRATIGRAFÍA	11
2.1. PALEOZOICO	12
2.1.1. Ordovícico	12
2.1.1.1. Areniscas, cuarcitas y pizarras (5). Formación de Base. Arenig.....	13
2.1.1.2. Cuarcitas (6). Cuarcita Armoricana. Arenig.....	14
2.1.1.3. Areniscas y pizarras (7). Estratos Pochico. Arenig.....	15
2.1.1.4. Pizarras (8). Pizarras del Río. Oretaniense-Dobrotiviense inferior. (Llanvirn-Llandeilo basal).....	16
2.1.1.5. Alternancias de areniscas y pizarras (9). Alternancias del Caño. Dobrotiviense inferior. (Llandeilo basal)	18
2.1.1.6. Pizarras (10). Pizarras Guindo. Dobrotiviense inferior terminal-Dobrotiviense superior. (Llandeilo)	20
2.1.1.7. Cuarcitas y areniscas (11). Cuarcitas Botella. Dobrotiviense superior. (Llandeilo-Caradoc basal)	22
2.1.1.8. Pizarras (12). Pizarras de Canteras. Caradoc inferior-medio. (Berouniense).....	23
2.1.1.9. Areniscas y pizarras (13). Bancos Mixtos. Caradoc terminal- Ashgill inferior.....	25
2.1.1.10. Calizas (14). Caliza Urbana. Ashgill (Prehircantiense).....	26
2.1.1.11. Pizarras (15). Pizarras Chavera. Ashgill terminal (Hircantiense)	28
2.1.1.12. Evolución sedimentaria desde el Ordovícico medio al Silúrico.....	29
2.1.2. Silúrico	29
2.1.2.1. Cuarcitas y areniscas (16). Cuarcita del Criadero. Llandovery	29
2.2. CENOZOICO.....	30
2.2.1. Neógeno	30

2.2.1.1. Conglomerados, arenas y limos arenosos (17). Mioceno-Plioceno superior	32
2.2.1.2. Calizas y calcarenitas (18) y margas (19). Plioceno superior...	34
2.2.1.3. Calcimorfos, conglomerados calcáreos y limos rojos (20). Plioceno superior	36
2.2.2. Cuaternario	38
2.2.2.1. Problemas cartográficos	38
2.2.2.2. Costras carbonatadas (21). Pleistoceno inferior-Pleistoceno medio	38
2.2.2.3. Conglomerados, arenas y limos (22). Terrazas. Pleistoceno medio-Holoceno	40
2.2.2.4. Gravas, arenas y limos (23). Abanicos y/o conos de deyección (26). Conos de deyección recientes. Pleistoceno superior-Holoceno.....	40
2.2.2.5. Gravas, arenas y limos (24). Glacis. Pleistoceno superior-Holoceno	41
2.2.2.6. Paraconglomerados, arenas, arcillas y gravas (25). Coluvión. Pleistoceno medio-Holoceno	41
2.2.2.7. Gravas, arenas, limos y arcillas (27). Aluvial y/o fondo de valle. Holoceno	41
3. TECTÓNICA	42
3.1. INTRODUCCIÓN	42
3.2. DEFORMACIONES PREHERCÍNICAS.....	43
3.2.1. Deformaciones Prehercénicas en el Dominio de los Pliegues Verticales...	43
3.2.2. Deformaciones Prehercénicas en la Hoja de Valdepeñas.....	44
3.3. DEFORMACIONES HERCÍNICAS	45
3.3.1. Deformaciones Hercénicas en el Dominio de los Pliegues Verticales (<i>sensu lato</i>).....	45
3.3.2. Deformaciones Hercénicas en el contexto de la Hoja de Valdepeñas ...	47
3.3.2.1. Primera fase de deformación (F_1).....	48
3.3.2.2. Segunda fase de deformación (F_2).....	51
3.3.2.3. Tercera fase de deformación (F_3)	52
3.3.2.4. Cuarta fase de deformación (F_4).....	52
3.3.2.5. Fracturación	53
3.3.2.6. Edad de las deformaciones hercénicas.....	54
3.4. DEFORMACIONES ALPINAS	54
4. GEOMORFOLOGÍA	55
4.1. DESCRIPCIÓN FIOGRÁFICA	55

4.2. ANTECEDENTES.....	56
4.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	57
4.3.1. Estudio morfoestructural	57
4.3.1.1. Marco y unidades principales	57
4.3.1.2. Formas o elementos	58
4.3.2. Estudio del modelado	59
4.3.2.1. Modelado exógeno. Formas gravitacionales	59
4.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS	61
4.4.1. Depósitos de gravedad	62
4.4.2. Depósitos fluviales	62
4.4.3. Depósitos poligénicos	63
4.4.4. Depósitos ligados a procesos de alteración química	63
4.4.5. Los suelos	65
4.5. EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA.....	65
4.5.1. Relaciones entre los distintos elementos morfológicos del relieve	65
4.5.2. Conclusiones	67
4.6. LA MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL	67
5. PETROLOGÍA.....	68
5.1. ROCAS ÍGNEAS	68
5.1.1. Leucogranitos y microgranitos biotíticos con cordierita y moscovita (4a)	68
5.1.2. Monzogranitos biotíticos con cordierita y moscovita, porfídicos (4). Plutón de Valdepeñas	69
5.2. GEOQUÍMICA.....	71
5.3. ROCAS FILONIANAS	77
5.3.1. Pórfidos graníticos con cordierita (3)	77
5.3.2. Diabasas (2)	78
5.3.3. Cuarzo (1)	79
5.4. METAMORFISMO	79
5.4.1. Metamorfismo regional	79
5.4.2. Metamorfismo de contacto	80
6. HISTORIA GEOLÓGICA.....	81
6.1. PREHERCÍNICO	81
6.2. HERCÍNICO.....	82
6.3. ALPINO	82
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	85

7.1. RECURSOS MINERALES.....	85
7.1.1. Minería metálica.....	85
7.1.2. Rocas y minerales industriales.....	85
7.2. HIDROGEOLOGÍA.....	86
7.2.1. Climatología.....	86
7.2.2. Hidrología superficial.....	87
7.2.3. Características hidrogeológicas.....	87
8. PATRIMONIO GEOLÓGICO.....	88
8.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DE LOS LIG.....	89
8.2. CRITERIOS METODOLÓGICOS DE SELECCIÓN.....	89
9. BIBLIOGRAFÍA.....	91

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Valdepeñas nº 812 del MTN escala 1:50.000 está situada en el centro-este de la Provincia de Ciudad Real. Está limitada por los paralelos 38° 50' 04", 8 y 38° 40' 04", 8 de latitud norte y por los meridianos 3° 11' 10", 7 y 3° 31' 10", 7 de longitud oeste y referidos al meridiano de Greenwich.

Los núcleos urbanos más importantes son Valdepeñas y Pozo de la Serna, situados en la zona central de la Hoja. Dispersas por todo el mapa, aparecen numerosas concentraciones urbanas, que constituyen pequeñas aldeas y cortijos. Las zonas más despobladas se localizan en las esquinas NO y SE y se corresponden con grandes fincas dedicadas a la caza mayor.

Las comunicaciones son muy buenas, destacando la N-IV (Autovía de Andalucía) que atraviesa la Hoja de N a S; así como las carreteras comarcales CM-412 (Moral de Calatrava-Valdepeñas-Villanueva de los Infantes) y CM-3109 (Valdepeñas-La Solana), junto con una densa red de caminos vecinales y pistas agrícolas y forestales.

Esta ocupación del territorio implica importantes alteraciones del mismo, pero el máximo exponente es sin duda el derivado de la actividad agrícola. Sin lugar a dudas, el cultivo más representativo y riqueza indiscutible de la región es la vid. Su labranza ocupa gran parte de los terrenos de la Hoja, quedando preservada, únicamente de esta actividad, las zonas donde la competencia del sustrato y la inclinación de las vertientes no permiten el laboreo agrícola. El desarrollo económico es por tanto y sobre todo agropecuario (vid, olivo y cereales) y muy escasamente ganadero (ovino). También merece resaltarse la actividad cinegética, prácticamente circunscrita a los relieves montañosos de la zona.

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

Presenta un relieve general moderadamente accidentado, con planicies en la mitad septentrional. La mitad meridional es más montañosa, una franja de 6-8 km de anchura con colinas y pequeñas sierras de unos 780-850 m de altitud alineadas este-oeste. En la mitad norte, las sierras emergen sobre los últimos fragmentos de la planicie manchega, situada a unos 680-750 m de altitud. Los relieves más notables sobresalen tanto al NE como al NO (Sierra de los Bailones con la cumbre Montoxo de 1.010 m y Sierra Prieta con la cumbre Prieto de 927 m) así como algunos cerros aislados (Las Aguzaderas, La Jarosa.); La red hidrográfica, perteneciente a la Cuenca del Guadiana, está formada principalmente por el río Jabalón, que discurre primero con dirección N-S (hasta la altura del km 202 de la Nacional IV) y luego con dirección E-O siguiendo probables directrices tectónicas (NE-SO), así como por algunos pequeños arroyos tributarios suyos.

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

Los sedimentos más antiguos que afloran en esta Hoja corresponden al Ordovícico y al Silúrico Inferior; son principalmente detríticos (cuarcitas, areniscas y pizarras) con una reducida presencia

de materiales carbonatados (Caliza Urbana). También se registra la existencia rocas ígneas que están asociadas bien al pequeño Plutón de Valdepeñas o bien a los diques aflorantes al SE del mapa. Sobre todos ellos y en posición discordante están los materiales cenozoicos, pues no aparece registro sedimentario del Mesozoico, ni tampoco Paleógeno, cuyos afloramientos más próximos se sitúan en la Llanura Manchega central y oriental.

Durante el Mioceno Superior, Plioceno y Pleistoceno tiene lugar una importante actividad volcánica, en zonas muy próximas a este trabajo, con emisión de magmas de carácter ultrapotásico y alcalino-ultraalcalino que conforman el volcanismo del Campo de Calatrava.

Los primeros reconocimientos geológicos sobre el área de estudio y regiones vecinas pertenecen a MAESTRE (1836) y EZQUERRA DEL BAYO (1844) que hacen referencia al entorno de Mestanza y también a CASIANO DE PRADO (1856) en su estudio sobre la comarca de Almadén. EGOZCUE y MALLADA (1876) aportan los primeros conocimientos fundamentales sobre la estratigrafía y paleontología del Sinclinal de Guadarranque, e inmediatamente CORTAZAR (1878-1880), HERNÁNDEZ PACHECO (1912) y GÓMEZ DE LLARENA (1916) atribuyen al Cámbrico los materiales calizos de Urda, basándose en su similitud con los de Sierra Morena.

El descubrimiento y puesta en explotación de la cuenca hullera de Puertollano da lugar a los trabajos de GAMBOA y PACHECO (1923), ALVARADO y MENENDEZ (1931) y ROSA *et al.* (1929).

Tras la síntesis de HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1935) y de MELÉNDEZ (1943), RAMÍREZ (1955) aporta valiosos datos sobre las litologías del límite Cámbrico-Ordovícico, mientras LOTZE (1945, 1954, 1956, 1958 y 1961) realiza modernos y extensos trabajos en la Península y junto con algunos de sus alumnos WEGGEN (1955) y MERTEN (1955) estudian y definen los rasgos generales estratigráficos y tectónicos del Precámbrico terminal y Paleozoico Inferior, sobre todo en los sectores oriental y meridional de los Montes de Toledo. En esa etapa también destaca REDLIN (1956) por el primer esbozo geológico del Valle de Alcudia y Sierras Meridionales. Después se avanza en conocimiento del Precámbrico y el Paleozoico inferior (LLOPIS y SÁNCHEZ DE LA TORRE en 1961, 1963 y 1965; PARGA y VEGAS en 1971), mientras que RANSWEILER (1968) realiza un mapa geológico de Extremadura oriental.

La aportación de BOUYX (1970) es fundamental para el conocimiento de las sucesiones pre-ordovícicas del sector meridional de la Zona Centroibérica. Pero también la de SAUPE (1971) en el Sinclinal de Almadén, TAMAIN (1972, 1975) en Almadén y en el Valle de Alcudia y CRESPO y REY DE LA ROSA (1971) en ese último lugar. Al final de esta década es importante la aportación en los Montes de Toledo de HERRANZ *et al.* (1977), MORENO (1977), ROIZ (1979), VEGAS y ROIZ (1979) y WALTER (1977), este último por el trabajo de recopilación de la escuela de LOTZE en esa región. Más recientemente SAN JOSÉ (1983, 1984), SAN JOSÉ *et al.* (1990, 1992), BERGAMÍN y DE VICENTE (1985), PALERO (1991) y LÓPEZ DÍAZ (1992).

Por otra parte citar la aportación al conocimiento paleontológico de GUTIÉRREZ-MARCO (1984-actualidad) y al regional de toda la Zona Centroibérica del "Proyecto Hespérica" (IGME-MAYASA-ENCASUR) entre los años 1984 y 1993.

En el entorno regional más cercano debe destacarse la propia aportación del MAGNA a través de un nutrido grupo de autores. Citar, en la parte occidental a J. FERNÁNDEZ CARRASCO, J.

GARCÍA SANSEGUNDO, S. LORENZO, A. MARTÍNEZ RIUS, J.M. MOLINA, E. ORTEGA, J. SÁNCHEZ VIZCAINO, J. VERGES, A. VIDAL FUNES y J.M. ZAPARDIEL); en el norte y sur a M.I. AGUILAR, E. ANCOCHEA, M.J. FRAILE, A. HERNÁNDEZ, V. GABALDON, J.C. GUTIÉRREZ-MARCO, F. LÓPEZ DÍAZ, F. LÓPEZ SOPEÑA, J. LILLO RAMOS, J.J. NAVARRO, I. ORTEGA, F. PALERO, H. PASCUAL, A. PÉREZ GONZÁLEZ, A. PIEREN, J.M. PORTERO, I. RÁBANO, J.I. RAMÍREZ y A. SALAZAR); y en el este a J. FERNÁNDEZ GIANOTTI, F. LEYVA y J. MATAS.

Los aspectos más modernos de la geología regional fueron tratados desde antiguo y testimonio de ello son las aportaciones de GÓMEZ DE LLARENA (1916) que define geológicamente la Raña, HERNÁNDEZ-PACHECO (1932) porque describe los afloramientos volcánicos, dentro de su trabajo sobre la región volcánica central de España, DANTIN (1932) y SOLÉ (1952). De interés regional son las posteriores aportaciones de MOLINA (1975) en el Neógeno del Campo de Calatrava, MUÑOZ (1976) en los Montes de Toledo, PÉREZ GONZÁLEZ (1981) en el Neógeno y Cuaternario de la Mancha y de ANCOCHEA (1983) en el vulcanismo postalpino del Campo de Calatrava desde los puntos de vista vulcanológico, petrológico, geoquímico y evolutivo, y en esta misma materia pero en aspectos geoquímicos y petrogenéticos, CEBRIÁ (1992).

Asimismo por su carácter específico y local, a CRESPO ZAMORANO (1992) que estudia los yacimientos de manganeso cobaltífero del Campo de Calatrava, y a POBLETE (1995) por su trabajo sobre geomorfología volcánica de la misma comarca.

Las citas paleontológicas que son relativamente recientes están relacionadas con los yacimientos de Piedrabuena y Las Higuieruelas (ARRIBAS y ANTÓN, 1997; MAZO y TORRES, 1990; MAZO, 1993) o abordan aspectos magnetoestratigráficos (BOGALO *et al.*, 1994, y GALLARDO y PÉREZ GONZÁLEZ, 2000 y GALLARDO, 2004).

Merece también destacar el avance en el conocimiento de esta etapa la aportación del propio MAGNA, mencionada en párrafos anteriores y cuyos autores están recogidos en ellos.

2. ESTRATIGRAFÍA

Desde este punto de vista la Hoja de Valdepeñas está constituida por materiales de características predominantemente detríticas de edad Paleozoico y Cenozoico.

Del Paleozoico (2.300-2.500 m de potencia en esta Hoja) aflora el Ordovícico y el Silúrico Inferior. El primero, aunque estratigráficamente completo, está muy recubierto por los materiales cenozoicos, siendo muy escasos los buenos afloramientos y del segundo solo aflora un pequeño retazo de las cuarcitas basales, al este del mapa.

El registro sedimentario cenozoico es relativamente reciente. Se trata de materiales de edad pliocena de la etapa terminal de relleno de la cuenca manchega y aquellas otras formaciones superficiales relacionadas con el actual episodio de incisión fluvial de la misma.

2.1. PALEOZOICO

Los afloramientos paleozoicos de este trabajo y su entorno regional muestran un registro sedimentario encuadrable en el Hiperciclo Postcámbrico, que abarca desde el Ordovícico Inferior al Carbonífero Superior-Pérmico Inferior (HAMMANN *et al.* 1982; PILLOLA y GUTIÉRREZ-MARCO 1988; SAN JOSÉ *et al.* 1990 y 1992). La base de este hiperciclo para la Zona Centroibérica (ZCI) es una discordancia angular y cartográfica de primer orden (Discordancia Toledánica, LOTZE 1956) que separa estos materiales de los infrayacentes más antiguos.

La sucesión paleozoica está representada, exclusivamente, por un Ordovícico de características detríticas (cuarcitas, areniscas y pizarras) a excepción de un pequeño nivel carbonatado de potencia métrica (Caliza Urbana) y por un tramo areniscoso del Silúrico basal.

Las formaciones que conforman el registro estratigráfico del Paleozoico de esta Hoja tienen amplia representación a escala regional y en su definición se utilizarán las denominaciones formalmente propuestas por HAMMANN (1983), SAN JOSÉ (1990 y 1992) y PARDO ALONSO (1984 y 1997).

2.1.1. Ordovícico

La extensión cartográfica del Ordovícico en esta Hoja es considerable (en torno al 50%), aunque presenta escasos cortes estratigráficos que permitan un estudio detallado de las unidades que lo componen (en pocas carreteras y algún camino rural), debido sobre todo a las deficientes condiciones de observación de los afloramientos que suelen estar recubiertos por extensos depósitos cenozoicos. No obstante para su descripción nos basaremos en observaciones realizadas en secciones parciales, más o menos puntuales, de este trabajo así como en datos y cortes descritos en el entorno próximo (Hojas: 786 Manzanares; 811 Moral de Calatrava; 813 Villanueva de los Infantes; 837 Viso del Marqués y 838 Sta. Cruz de Mudela).

El Ordovícico Inferior (Arenig), discordante sobre su sustrato aunque aquí no se observa la discordancia, aparece en los extremos NE y NO de la Hoja. Los sedimentos aflorantes más bajos de la sucesión son cuarcitas, areniscas y escasas pizarras de la Formación de Base, a las que siguen las ortocuarcitas del Arenig (Cuarcita Armoricana) y las alternancias areniscoso-pizarrosas de Pochico.

El Ordovícico Medio (Pizarras del Río, Alternancias del Caño, Pizarras Guindo y Cuarcitas Botella), tiene un tramo basal de predominio pizarroso que aunque está bastante recubierto, presenta algún corte parcial con buena observación (Ctra. de circunvalación de Valdepeñas); del tramo superior sobresalen, en el centro-sur del mapa, los resaltes areniscosos de las Cuarcitas Botella que ayudan a definir de forma bastante precisa la estructura hercínica de ese sector. En cualquier caso para su caracterización se tomarán como base las observaciones realizadas en las zonas citadas y datos del entorno colindante.

El Ordovícico Superior (Pizarras de Canteras, Bancos Mixtos, Caliza Urbana y Pizarras de Chaveira) tiene cierta heterogeneidad en su composición, unas veces con notable desarrollo de los tramos basales de los Bancos Mixtos (Cuarcitas de Arca) y otras con cierto predominio pizarroso,

que en la mayor parte de los casos está recubierto y que solo se observa, con dificultad, en el cuadrante sureste de la Hoja.

2.1.1.1. Areniscas, cuarcitas y pizarras (5). Formación de Base. Arenig

Estos materiales constituyen la base del hiperciclo postcámbrico y afloran en el borde norte de la Hoja con una potencia estimada para el tramo aflorante, ya que no se conoce el muro, de unos 500 m (RAMÍREZ *et al.*, 2016). Se ha adoptado la denominación “Formación de Base” de TAMAIN (1972) que comprende la diferenciación realizada por este autor de Serie detrítica de Base más Niveaux Rouge, aunque es conocida con muy diversos nombres: “Capas intermedias” (LOTZE, 1956); “Capas del Relumbrar” (KETTEL, 1968); “Serie Púrpura” (HAMMANN, 1983); “Serie roja basal” (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* 1990) etc.

Las areniscas y cuarcitas forman la mayor parte de los materiales de la Formación de Base constituyendo alternancias con limolitas que varían de centímetros a metros y forman secuencias de más de 50 m de espesor. No se observan aquí los términos conglomeráticos tan frecuentes en el entorno regional. La base de los cuerpos (de 0,20 cm a 1 m) es planar a débilmente erosiva. Son cuarzoarenitas de grano fino, a veces muy blancas y a veces con laminaciones de tonalidades ferruginosas, que muestran una estratificación cruzada tendida y planar así como “ripples” de corriente. Ocasionalmente se ha observado estratificación “flaser” Se amalgaman dando barras de espesores decamétricos y extensión lateral kilométrica (a unos 500 m del muro de la serie) que en algunas zonas han llegado a confundirse con la Cuarcita Armoricana.

Al microscopio se observa que tienen una granulometría de grano medio-fino y una morfología subangulosa-subredondeada; están formadas principalmente por granos de cuarzo (80-95%) y feldespato potásico (2 al 10%); como accesorios puede haber plagioclasa, micas detríticas, turmalina, rutilo y circón. La matriz (5 al 20%) es sericitica aunque ocasionalmente puede haber un cemento de óxidos de hierro o de cuarzo.

Los términos limolíticos no son muy frecuentes y solo se encuentran hacia la base de la serie. Tienen tamaño de grano muy fino y la única estructura es laminación paralela poco desarrollada aunque ocasionalmente puede observarse “wavy bedding” o estratificación “linsen”.

Es muy frecuente la presencia de bioturbación vertical y horizontal que borra muy a menudo las estructuras sedimentarias.

El medio de sedimentación de la Formación de Base puede suponerse como el de una llanura mareal para una buena parte de la unidad, al menos para las alternancias de conglomerados y areniscas, aunque el significado del conglomerado basal (no siempre presente como es en este caso) así como los cambios bruscos de litología quedan poco claros. BOUYX (1970), para explicar los cambios de espesor que observaba en zonas próximas (Hojas 809 Tirteafuera y 836 Mestanza) suponía la existencia de un paleorrelieve que era inicialmente rellenado por el conglomerado basal, interpretación lógica si existiera correspondencia entre la presencia del conglomerado de base y las zonas con brusco aumento de espesor, hecho que no se produce. Al contrario las zonas con mayor potencia coincidían a veces con series donde estaban ausentes los conglomerados.

Por esta razón se puede suponer una llanura mareal producida por el comienzo de una transgresión en la que las zonas más proximales tendrían los aportes más gruesos y las distales los más finos. Las variaciones bruscas de espesor podrían deberse a la compartimentación de la cuenca, en zonas con diferente subsidencia, por la actividad de fallas sinsedimentarias (RAMÍREZ *et al.* 2016).

La atribución de edad Tremadoc a estos materiales (o solo a los tramos basales de la serie) en numerosos trabajos, sobre todo a partir de la publicación de MORENO *et al.* (1976), es discutible. Estos autores situaban tentativamente el límite Tremadoc-Arenig a muro de la "Cuarcita Armoricana" bajo aquellos niveles donde coexisten las tres icnoespecies de *Cruciana* del Grupo *Rugosa*. Actualmente es generalizada la opinión de que esta coexistencia es típica de la Cuarcita Armoricana y tramos correlacionables con ella de otras unidades arenosas del Ordovícico Inferior del N y NO peninsular, pero que carece de connotaciones cronoestratigráficas propias, que en este caso se presuponían indicativas del Arenig. La inexistencia de *Cruziana Rugosa* en la "Formación de Base" no tiene porqué conducir a sospechar la asignación de estos materiales al Tremadoc. Hasta la fecha todos los argumentos paleontológicos esgrimidos en este sentido carecen de fundamento. El desarrollo sedimentario de ambas unidades unido a su comparación con los grandes ciclos transgresivos-regresivos (FORTEY, 1994) registrados a escala global, así como la ausencia de argumentos paleontológicos concluyentes, indica con mayor probabilidad una edad post-Tremadoc, es decir Arenig basal para todo el conjunto (SAN JOSÉ *et al.* 1992).

2.1.1.2. *Cuarcitas (6). Cuarcita Armoricana. Arenig*

Sobre los materiales anteriores y en conformidad con ellos aparece una formación de carácter siliciclástico, muy singular a escala regional no solo por sus características litológicas y estratigráficas sino además por ser el elemento principal constructor del relieve, formando alineaciones de cumbres y riscos escarpados que se siguen a lo largo de muchos kilómetros y en cuyas vertientes se acumulan potentes depósitos coluviales. Es por lo tanto un excelente nivel de referencia para reconstruir la macroestructura hercínica del área. Esta formación tiene una amplia distribución en toda la cadena hercínica española y europea, pudiendo correlacionarse con niveles semejantes del Macizo Armoricano (Francia) de donde informalmente ha tomado el nombre.

Si bien a esta unidad se le reconoce casi siempre con el apelativo de Cuarcita Armoricana también ha recibido otras denominaciones: "Cuarcitas de las Altas Sierras" (MALLADA, 1896); "Cuarcita de Despeñaperros" (RICHTER, 1967); "Cuarcitas de las Sierras" (KETTEL, 1968) etc.

El espesor que puede alcanzar esta formación en el extremo noroeste de la Hoja es del orden de los 500 m. A escala regional se han identificado tres tramos (BOUYX, 1970; TAMAIN, 1972; PALERO, 1991) en los que tanto el inferior como el superior tienen un predominio de bancos gruesos y el intermedio (menos potente) lleva asociadas capas y granulometrías más finas. En esta Hoja es complicado establecer el límite con la Formación de Base infrayacente ya que no se han detectado niveles conglomeráticos; el criterio cartográfico más utilizado es el contraste morfológico entre ambas unidades, que se puede seguir con la foto aérea, aunque en numerosas ocasiones no se percibe con claridad.

Los materiales de la Cuarcita Armoricana se organizan en capas de 1 a 3 m de espesor, con algunas intercalaciones pizarrosas. Cuando se amalgaman las capas de cuarcita dan lugar a cuerpos de hasta 7 m de potencia. Las capas cuarcíticas que tienen base y techo planos muestran que a su vez están formadas por el amalgamamiento de capas más pequeñas de morfología tabular y de 1 a 5 dm de espesor. En estas pequeñas capas se identifican estructuras internas como la estratificación cruzada muy tendida y la laminación paralela teniendo en este caso una granulometría fina con clastos bien calibrados y redondeados que muestran escasa porosidad intraclástica.

La composición es de cuarzoarenitas (ortocuarцитas) blancas, de grano medio y muy escasa matriz sericítico-caolinitica con algunos minerales pesados como circón, rutilo, apatito, turmalina; puede haber procesos de recristalización con puntos triples entre los clastos de cuarzo.

El medio sedimentario en que se desarrollan estos depósitos corresponde a una plataforma siliciclástica interna. Su gran espesor así como la considerable potencia de algunos paquetes indican una notable subsidencia de la cuenca y una gran cantidad de aportes. La pureza de las ortocuarцитas, como sedimento muy retrabajado, da idea de la alta energía de este medio.

La edad se considera Arenig tanto por su posición estratigráfica como por el abundante registro paleoicnológico que se sitúa sobre todo en el denominado "nivel de grandes pistas bilobadas" (BOUYX, 1970) que este autor ubica, entre otros lugares, en la Sierra de Calatrava. Las dataciones micropaleontológicas de *Quitinozoos* y *Acritarcos* han probado que los materiales de la Cuarcita Armoricana no conllevan una diacronía apreciable en áreas alejadas geográficamente (SO de Europa) donde la unidad se encuadra siempre en la Biozona de *Eremochitina brevis* que equivale al Arenig medio (PARIS *et al.*, 1982; PARIS, 1990).

2.1.1.3. Areniscas y pizarras (7). Estratos Pochico. Arenig

Suprayacente y en contacto gradual con la Cuarcita Armoricana hay una serie constituida por la alternancia 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 muy característica. A escala regional también se le reconoce con otras denominaciones como "Capas de Marjaliza" (MARTÍN ESCORZA, 1977), "Aternancias inferiores" (KETTEL, 1968), etc.

Los afloramientos de esta unidad, que se localizan al noroeste de la Hoja bordeando Sierra Prieta, están frecuentemente cubiertos por los coluviones que provienen de la Cuarcita Armoricana. El límite entre ambas unidades es casi siempre una pequeña depresión morfológica, producto de la erosión diferencial, que ayuda a definir la cartografía, sobre todo cuando los recubrimientos tienen una cierta entidad. La potencia es muy variable a escala regional pero aquí puede ser del orden de los 150 m.

La parte basal, que aquí no se observa, es una alternancia de niveles centi-decimétricos de ortocuarцитas blancas con niveles pelíticos de espesores equivalentes y de tonos gris claro o incluso blanquecinos (E de finca La Nava en el límite de Hojas Puertollano-Moral de Calatrava). Las

estructuras internas en las areniscas son la laminación cruzada producida por “ripples” de oscilación y la estratificación “flaser”; la laminación paralela se observa en los términos lutíticos. En este tramo son abundantes las estructuras orgánicas, que están estrechamente relacionadas con las litologías areniscosas, desarrollando bioturbación vertical (*Daedalus*) y (*Skolithus*) y pistas (*Cruziana*).

Hacia el techo de la sucesión lo que se observa es una alternancia de areniscas en bancos decimétricos y métricos (con extensión lateral en torno a la decena de metros) y tonos predominantes rojizo-amarillentos (por la presencia de óxidos de hierro) con pizarras de color gris oscuro. Los bancos métricos son consecuencia de la amalgamación de otros más pequeños estando la superficie de amalgamación definida por láminas discontinuas de pelitas y nódulos con orla ferruginosa; su base suele ser ligeramente erosiva. Como estructuras internas se observan “ripples” de corriente y de ola así como estratificación cruzada y laminación horizontal. En este tramo, además de la bioturbación tanto vertical como horizontal, suelen encontrarse a escala regional horizontes con nódulos fosfatados así como una lumaquela (hacia la parte basal del tramo) con bivalvos y braquiópodos inarticulados.

Composicionalmente se trata de cuarzoarenitas en las que el cuarzo es el componente principal de la roca, si bien se reconocen feldespatos, micas blancas y negras y una proporción abundante de minerales pesados como turmalina, circón y rutilo. La heterometría de los componentes minerales de las capas arenosas favorece la existencia de porosidad, la cual se rellena por óxidos de hierro que le dan la tonalidad pardo-rojiza tan característica.

Las pizarras son de tonalidades gris oscuro y alternan con areniscas y cuarcitas en capas decimétricas y centimétricas.

La base de esta formación supone una ligera somerización respecto a la Cuarcita Armoricana como lo atestigua la presencia de “ripples” de oscilación. Hacia techo hay menor presencia de “ripples” y mayor participación de sedimentos lutíticos. Las características observadas en las Capas Pochico sugieren aportes arenosos intermitentes, con predominio en algunos casos de la acción de las olas y en otros de corrientes que dan lugar a barras y “ripples” aislados, frecuentemente retocados (“ripples” de interferencia). El depósito de estas facies se interpreta como correspondiente a un ambiente submareal (plataforma interna) pudiendo derivar de la destrucción parcial de formas mayores durante períodos más energéticos.

Desde el punto de vista paleontológico las Capas Pochico son ricas en icnofósiles (pistas uni y bilobuladas), sin embargo las icnoasociaciones registradas no aportan precisiones biocronológicas y por tanto la unidad es asignable al Arenig superior s.l. en virtud de su posición estratigráfica, infrayacente a una unidad de pizarras en cuya base se registran puntualmente graptolitos del Arenig terminal (GUTIÉRREZ-MARCO inf. int. 2003).

2.1.1.4. Pizarras (8). Pizarras del Río. Oretaniense-Dobrotiviense inferior. (Llanvirn-Llandeilo basal)

De amplia distribución regional afloran la mayoría de las veces como retazos aislados entre los materiales cenozoicos (tanto al norte como al sur de la Hoja) dando algún buen corte parcial

en la Ctra. de Valdepeñas a Villanueva de los Infantes (circunvalación) y también en la de Valdepeñas a Villanueva de S. Carlos. La caracterización de esta formación estará basada en los datos aquí recogidos y en la información suministrada por las Hojas colindantes de Viso del Marqués (837) y Sta. Cruz de Mudela (838).

El término Pizarras del Río proviene de "Schistes du Rio" (TAMAIN, 1972) que a su vez es tomado por el citado autor del nombre que utilizaban los mineros del Centenillo (Jaén) para definir esas facies en el Río Grande. Regionalmente también se conoce esta unidad como "Pizarras de Calymene Tristani" (REDLIN, 1956), "Pizarras de las Correderas" (RICHTER, 1967), "Serie de pizarras arcillosas" (KETTEL, 1968), "Pizarras de Neseuretus" (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1984), "Pizarras de Navatrasierra" (RÁBANO, 1990), "Pizarras de las Alisedas" (SAN JOSÉ *et al.*, 1992), "Pizarras de Calymene inferiores" (GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987), etc.

Suprayacente a la formación anterior y en tránsito gradual aunque rápido se encuentra una sucesión siliciclástica que en su tramo basal es de areniscas centimétricas (ocasionalmente decimétricas) con intercalaciones de pizarras grises (de este tramo solo se han detectado afloramientos de la parte más alta, en el entorno de la Casa de Lindes y en el Peral, al norte de la Hoja).

Por encima (aunque sin relación de continuidad) y en cortes muy esporádicos y discontinuos (Ctras. de Valdepeñas a Moral, a S. Carlos del Valle o a Villanueva de los Infantes) se observan pizarras y limolitas verdes y grises, masivas, con cristales pequeños de pirita, que ocupan las zonas más deprimidas del área; en ellas se detecta una tenue laminación milimétrica formada por la alternancia de limos gruesos y finos así como lenticulas de fango.

En transición tenue (circunvalación de Valdepeñas) hay una alternancia milimétrica de pizarras negras con pirita y areniscas finas blancas así como lentejones de fango y arenas intercalados ("flaser" y "linsen"); en estas facies se pueden encontrar nódulos centi-decimétricos de litología variada (silíceas, carbonatadas, ferruginosas) en cuyo núcleo se suele encontrar algún resto fósil o cristales idiomorfos de sulfuros; también hay restos de cistoideos diplopóridos y sobre todo una abundante bioturbación destacando los icnofósiles "teichinus" y "skolitus"; en la parte más alta del tramo las capas areniscosas se van haciendo más importantes teniendo espesores centimétricos. Hacia el techo de esta sucesión se vuelven a encontrar pizarras limolíticas semejantes a las del segundo tramo.

El contacto con la formación suprayacente (Alternancias del Caño) a escala regional, puede ser neto o transicional, detectándose en escasos afloramientos que son función casi siempre del grado de desarrollo de las citadas alternancias.

La potencia puede ser muy variable a escala regional (entre 150 y 800 m) aunque aquí se estima del orden de los 300 m.

La litología dominante en esta área son las limolitas verdes o grises (cuando están alteradas adquieren tonos rojizos), de aspecto masivo, en las que difícilmente se observan planos de estratificación aunque sí de esquistosidad; cuando la estratificación se observa bien (sobre todo a muro y en el tramo medio-superior), está definida por láminas de limolitas y/o areniscas de grano muy fino que confieren a la alternancia un aspecto microbandedado. Normalmente asociadas

a estas facies microbandeadas se encuentran secuencias de orden centi-decimétrico de areniscas cuarcíticas de grano fino a muy fino y limolitas o lutitas de tonos gris oscuro a gris azulado en las que la relación arena-limo/lutita es muy inferior a la unidad (LEYVA y MATAS, *in litt*); la longitud de los cuerpos areniscos es métrica y las direcciones de aporte N 230; en ellos pueden observarse deformaciones de carga en la base ("load cast"), estratificación planar y cruzada muy tendida, "ripples" a techo de las capas bien en trenes continuos ("starved") o aislados ("linsen") y deformaciones hidrolásticas ("convoluted bedding" y deslizamientos). A los nódulos se les atribuye un origen diagenético temprano y en algún caso sinsedimentario (BLATT *et al.* 1972) relacionado con la precipitación directa de geles silíceos o carbonatado-ferrosos en una cuenca profunda.

Al microscopio las pizarras contienen fragmentos angulosos de cuarzo, pequeñas placas de moscovita y biotita y en menor abundancia feldespatos, en una predominante matriz de sericita, materia orgánica, óxidos de hierro y ocasionalmente cloritas de neoformación; accesorariamente se distinguen hematites, rutilo y circón. Los componentes principales de las areniscas son cuarzo y mica blanca y en menor proporción se encuentran los feldespatos y la biotita; los feldespatos están parcialmente transformados a arcilla y las micas total o parcialmente a clorita; los cristales de cuarzo, al menos en parte, tienen un origen metamórfico.

El medio sedimentario es de plataforma profunda en condiciones reductoras que suponen el máximo de la transgresión ordovícica. La profundización se produce de forma gradual y progresiva a partir de la formación infrayacente existiendo durante la sedimentación algunas oscilaciones del medio, con somerizaciones puntuales que se van haciendo cada vez más frecuentes hacia el techo.

Esta sucesión es más o menos fosilífera según las áreas que se consideren. A escala local se han encontrado Equinodermos (*Calix roualti* Chauvel) y Cistoideos diplopóridos (*Calix sedgwickii*), en la carretera de circunvalación de Valdepeñas, que se atribuyen a un probable Oretaniense Superior (por posición estratigráfica).

En el ámbito regional los primeros metros de la unidad se atribuyen al Arenig terminal, merced al descubrimiento de graptolitos (*Corymbograptus*, *Expansograptus*), al N de Huertezuelas, en la Hoja de Viso del Marqués (837). En dicha Hoja, la formación es muy fosilífera, en especial su mitad inferior, ya que proporciona asociaciones muy variadas del Oretaniense inferior (Llanvirn temprano) que están descritas en los trabajos de RAMÍREZ *et al.* (2016), RÁBANO (1988, 1990) y BABÍN y GUTIÉRREZ-MARCO (1991). Los citados autores también localizaron una asociación de probable edad Oretaniense superior en la parte media-alta de la unidad. El tercio superior se incluye posiblemente en el Dobrotiviense inferior (comienzos del Llandeilo) en el que documentan: *Neseuretus tristani* (Brongniart), *Isabelina* sp., *Reuentalina iberiana* (Jones), *Heterorhina* cf. *Kerfornei* Mélou y *Praenucula costae* (Sharpe).

2.1.1.5. Alternancias de areniscas y pizarras (9). Alternancias del Caño. Dobrotiviense inferior. (Llandeilo basal)

La denominación de Alternancias del Caño está tomada de RICHTER (1967) si bien este autor incluía en ellas a las Pizarras Guindo. Estas alternancias ocupan una razonable extensión en el

entorno regional, con bastante uniformidad en cuanto al espesor, pero presentando dificultades de observación al estar muy recubiertas por los materiales cenozoicos. Regionalmente también se conoce esta formación como: "Areniscas de Calymene tristani" (REDLIN, 1956), "Cuarцитas inferiores" (TAMAIN, 1972), "Areniscas de los Rasos" (GUTIÉRREZ-MARCO en RÁBANO, 1990), "Alternancias inferiores" (GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987), etc.

Esta unidad que se observa con cierto desarrollo al SE de la Hoja (La Granja, Casa de los Hitos) y en algunos resaltes aislados de la misma (Loma de las Aguzaderas, en las proximidades de la Ctra. Valdepeñas-Torrenueva, etc.), está caracterizada por una monótona alternancia de areniscas de tonos crema y pizarras gris-oscuro muy moscovíticas en tránsito gradual con la formación infrayacente. En esta alternancia se intercalan cuerpos de areniscas cuarcíticas, de aspecto lenticular, espesor métrico a decamétrico y extensión lateral hectométrica, que dan al conjunto una morfología "arrosariada", muy característica, desde el punto de vista cartográfico, de pequeñas colinas con formas más o menos cónicas, algunas veces aisladas y casi siempre subparalelas a los resaltes continuos de las Cuarцитas Botella. La potencia, variable a escala regional, se estima aquí del orden de los 150 m.

La facies de areniscas cuarcíticas la conforman bancos de espesor métrico-decimétrico constituidos por areniscas de grano medio-fino y tonalidades amarillentas con estratificación cruzada de bajo ángulo y ondulada "hummocky" que están separadas por capas milimétricas de siliciclásticos muy finos o bien amalgamadas (LEYVA y MATAS, *in litt*). La facies más común son las alternancias de orden decimétrico que tienen las mismas estructuras aunque la relación arena / lutita es próxima a la unidad. Los componentes principales son cuarzo y mica blanca, siendo menos abundantes los feldespatos y la biotita, los cuales suelen estar alterados a arcillas; las micas se encuentran total o parcialmente alteradas a clorita.

Los términos siliciclásticos finos (pizarrosos) suelen observarse en el campo como un bandeo rítmico constituido por arena muy fina, limos y fangos de colores blancos y gris oscuro en los que la relación arena fina+limo / lutita es muy inferior a la unidad.

La bioturbación y las estructuras hidroplásticas son muy frecuentes e intensas por lo que las secuencias en ocasiones se convierten en una amalgama de sedimentos que les confiere un aspecto muy característico.

El conjunto de estas facies se estructura en secuencias de tipo grano y estrato creciente (negativas) y por lo tanto en situación regresiva en el sentido de BRENCHELEY *et al.* (1986). Se formarían en un medio marino de plataforma con dominio de tormentas y serían asimilables a los depósitos de nivel de mar más alto.

Desde el punto de vista paleontológico esta unidad suele contener abundantes icnofósiles y raros horizontes lumaquéllicos (sobre todo hacia la base). En la cota situada a 1,2 km al oeste del Cerro de las Aguzaderas se ha encontrado el braquiópodo *Heterorthis kerfornei* Melou al que se atribuye una edad Dobrotiviense.

Las asociaciones faunísticas de trilobites, moluscos y conodontos descritas en el entorno regional (RÁBANO, 1990; BABÍN y GUTIÉRREZ-MARCO, 1991 y SARMIENTO *et al.*, 1995; RAMÍREZ *et al.*, 2016) permiten atribuir las Alternancias del Caño al Dobrotiviense inferior (Llandeilo temprano).

2.1.1.6. *Pizarras (10). Pizarras Guindo. Dobrotiviense inferior terminal-Dobrotiviense superior. (Llandeilo)*

Las Pizarras Guindo (HENKE, 1926), afloran con relativa dificultad, al sureste de la Hoja y en puntos aislados de la misma, debido sobre todo a los derrubios coluvionares procedentes de la formación suprayacente (Cuarcitas Botella). En el ámbito regional también se las conoce con otras denominaciones: “Pizarras Botella” (TAMAIN, 1972), “Pizarras de Calymene superior” (GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987) etc.

Es una formación pizarroso-limolítica con alternancias areniscosas hacia techo que muestra, a escala regional, variaciones notables de espesor que en algún caso son muy rápidas. Este espesor guarda relación directa con la mayor o menor proporción de los términos arenosos que incorpora y así como su contacto con la formación infrayacente (Alternancias del Caño) es bastante neto, el tránsito hacia la formación suprayacente (Cuarcitas Botella) es siempre transicional lo que conlleva a un contacto de difícil ubicación cartográfica. En algún trabajo del entorno como puede ser la Hoja de Mestanza (RAMÍREZ *et al.*, 2016), se han agrupado las Pizarras Guindo y las Alternancias del Caño con la denominación genérica de Alternancias de Canteras dada la escasa entidad de los términos pizarrosos. En este trabajo se considera el criterio utilizado en otras zonas próximas (Hojas 809 Tirteafuera; 811 Moral de Calatrava, etc.) de diferenciar todas estas formaciones (Alternancias del Caño, Pizarras Guindo y Cuarcitas Botella) ubicando el contacto entre las Pizarras Guindo y las Cuarcitas Botella cuando estas cuarcitas son masivas y generan un resalte topográfico claro. La potencia estimada para las Pizarras Guindo es del orden de los 200 m y su característica más evidente la riqueza fosilífera, constituyendo en este sentido, un nivel guía de primer orden.

La litología dominante son las pizarras y/o limolitas de tonalidades gris-verdoso o negras, de aspecto masivo en las que, a veces, se puede reconocer una fina laminación paralela normalmente relacionada con la presencia de areniscas intercaladas (ocasionalmente estas areniscas pueden tener espesores centi-decimétricos). Es muy frecuente en estas facies la presencia de nódulos de dimensiones centimétricas, 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. El tránsito hacia las Cuarcitas Botella, que puede tener un espesor considerable, es una alternancia de areniscas centi-decimétricas de tonos grises y pizarras negras.

Los principales componentes de las areniscas son cuarzo, ¿feldespatos?, y micas (biotita y moscovita), en un cemento que puede ser carbonatado; las micas pueden estar total o parcialmente alteradas a arcilla y transformadas a clorita; entre los accesorios están circón, sulfuros, apatito y turmalina. Las pizarras son lutitas, con bandeado deposicional arcilla-limo y granos de predominio cuarcítico, bien seleccionados; pueden tener cemento carbonatado y a veces intensa ferruginización.

Esta formación se estructura en secuencias estrato y granocrecientes (negativas) en las que los términos basales, más lutíticos e intensamente bioturbados, son muy ricos en fósiles, nódulos y pequeños lentejones de carbonatos bioclásticos y los arenosos (hacia techo) son facies de características tempestíticas, ya que es frecuente encontrar en ellos estructuras “hummocky” de

orden centi-decimétrico, laminación paralela y laminación cruzada de “ripples”. El medio sedimentario en que se realizó la génesis de esta formación corresponde a un talud marino o a una plataforma externa.

Como ya se ha indicado esta unidad es extraordinariamente fosilífera, con presencia de braquiópodos, trilobites, moluscos bivalvos, rostroconchas, gasterópodos, cefalópodos, hyolítidos, graptolitos, equinodermos y briozoos.

En las proximidades del Arroyo de la Veguilla (800 m al SE de la Casa de Barrera) se han detectado los siguientes fósiles:

- Braquiópodos-*Heterorthina kerfornei* Melou.
- Trilobites-*Neseuretus Tristani* Brongniart.
- Equinodermos-Diploporita indet. (placas desarticuladas).
- Edad Dobrotiviense, probablemente superior.

En el límite este de la Hoja (a 4 km de Pozo de la Serna):

- Braquiópodos-*Heterorthina kerfornei* Melou.
- Trilobites-*Neseuretus sp.*
- Homalonótidos?
- Edad Dobrotiviense.

En una cantera abandonada, 200 m al norte del Cerro de las Cabezas:

- Braquiópodos-*Heterorthina kerfornei* Melou.
- Trilobites-*Neseuretus henkei* Hammann; *Plaesiacomia oehlerti* Kerforne.
- Moluscos-*Cardiolaria beirensis* Sharpe; *Praenucula costae* Sharpe; *Hemiprionodonta lusitanica* Sharpe; *Ribeiria pholadiformis* Sharpe.
- Edad Dobrotiviense superior.

Un km al este de la Casa del Chicharro (este de la Hoja):

- Braquiópodos-*Eorthispidormella sp.*
- Trilobites-*Colpocoryphe sp.*; Phacopina indet.
- Moluscos-*Cardiolaria? Sp.*
- Edad Dobrotiviense, probablemente inferior.

Dos km al oeste de la Casa de la Granja (este de la Hoja):

- Braquiópodos-*Aegiromena mariana* Drot; *Heterorthina kerfornei* Melou.
- Trilobites-*Neseuretus henkei* Hammann; *Colpocoryphe sp.*; *Panderia beaumonti* Rouault.

- Moluscos-*Praenucula costae* Sharpe; *Sinuities* cf. *Hispanicus* Born; *Ptychonema bussacense* Sharpe; *Gompholites beirensis* Sharpe.
- Equinodermos-*Calix rouaulti* Chauvel; *Pelmatozoa* indet. (placas columnares).
- Edad Dobrotiviense superior.

En la Ctra. Moral de Calatrava-Sta Cruz de Mudela (km 44,5):

- Braquiópodos-*Heterorthina kerfornei* Melou.
- Trilobites-*Neseuretus tristani* Brongniart.
- Moluscos-*Redonia deshayesi* Rouault; *Myoplusia bilunata perdentata* Barrande; *Praenucula* sp.
- Edad Dobrotiviense, probablemente superior.

En lo que respecta al entorno regional se pueden consultar los trabajos de GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1984; CHAUVEL y MELÉNDEZ, 1986; RÁBANO, 1988, 1989, 1990; BABÍN y GUTIÉRREZ-MARCO, 1991; GUTIÉRREZ-MARCO y BAEZA, 1996; MAREK y GUTIÉRREZ-MARCO, *in litt*). La edad atribuida por estos autores comprende regionalmente el límite Dobrotiviense inferior-Dobrotiviense superior que equivalen a un Llandeilo pleno.

2.1.1.7. Cuarcitas y areniscas (11). Cuarcitas Botella. Dobrotiviense superior. (Llandeilo-Caradoc basal)

Las Cuarcitas Botella (TAMAIN, 1972) se pueden observar, de este a oeste, en todo el ámbito central de la Hoja, siendo su representación cartográfica un criterio imprescindible para definir la estructura de la mayor parte del mapa. A escala regional se le reconocen otros nombres: "Cuarcitas Guindo" (HENKE, 1926), "Cuarcitas de Canteras" (ALMELA *et al.*, 1962), "Areniscas de Retuerta" (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1984), etc.

Como ya se ha indicado anteriormente el tránsito desde la anterior formación se realiza de forma gradual ubicándose el muro de esta unidad en el tramo masivo que da resalte topográfico. La base (tramo inferior) está constituida por una alternancia de capas, centimétricas a decimétricas (0,20 a 0,50 m) de cuarcitas de tonos claros y grano medio-fino, separadas por finos niveles de pizarras arenosas micáceas; ocasionalmente (Hoja 837 Viso del Marqués) pueden encontrarse niveles centimétricos (a veces decimétricos) carbonatados originados por la acumulación de fósiles de esqueleto calizo. El tramo superior puede dar o no resalte topográfico y en él la estratificación es más difusa, llegando a amalgamarse las capas arenosas y pudiendo aparecer paquetes cuarcíticos de 0,5 a 1 m de espesor de grano medio-grueso y tonos ocre. En ambos tramos la longitud de los paquetes arenosos es de varios metros, su base es plana e internamente se observa en ellos estratificación "hummocky" de orden decimétrico, estratificación cruzada muy tendida y "ripples" de oscilación.

Los bancos cuarcíticos están constituidos casi exclusivamente por cuarzo subredondeado y los areniscosos por cuarzo predominante y feldespatos (potásicos y plagioclasas) con porcentajes del 3 al 10%, en una matriz caolinitico-serícica y cemento silíceo; los minerales accesorios son

biotita, moscovita (parcialmente alterada a clorita), circón, turmalina, apatito, sulfuros etc. en porcentajes del 1 al 5%.

Estas facies se estructuran en secuencias grano y estratocrecientes (negativas) y junto con las Pizarras Guindo configuran una megasecuencia negativa en un ambiente sedimentario relacionado con la progradación de barras sublitorales o de plataforma sobre las áreas lutíticas de plataforma externa abierta.

En relación con la edad de esta formación nos basaremos en los datos aquí recogidos y en los estudios realizados en el entorno próximo. En el contacto entre las Pizarras Guindo y las Cuarcitas Botella, 1 km al suroeste del Cerro Garbanzal (sur de la Hoja), se han encontrado los siguientes fósiles, que han dado una edad Dobrotiviense superior (por posición estratigráfica):

- Braquiópodos-*Heterorthina kerfornei* Melou (en las cuarcitas); Linguliformea indet. (en las pizarras).
- Moluscos-*Redonia deshayesi* Rouault (pizarras); *Praenucula sharpei* BABÍN y GUTIÉRREZ-MARCO (pizarras); *Hemiprionodonta* sp. (cuarcitas).
- Ostrácodos-*Reuentalina iberiana* Jones (pizarras).

En el estrecho de Valdeciral (Hoja 837 Viso del Marqués) se han citado algunos conodontos dobrotivienses en la parte basal de la unidad (SARMIENTO *et al.*, 1995). También se han citado trilobites (HAMMANN, 1983) al sur de Viso del Marqués. Al este del Puntal del Villar (Hoja 836 Mestanza) se localizó un nivel muy rico en bivalvos sabulícolas, gasterópodos y trilobites (RAMÍREZ *et al.*, 2016). Todos estos trabajos atribuyen una edad claramente Dobrotiviense superior (Llandeilo terminal), que sería congruente con los datos regionales (SAN JOSÉ *et al.*, 1992).

2.1.1.8. Pizarras (12). Pizarras de Canteras. Caradoc inferior-medio. (Berouniense)

Las Pizarras de Canteras (TAMAIN, 1972), también conocidas regionalmente con el nombre de "Pizarras Intermedias" (HAMMANN, 1983), son de compleja observación en esta zona, a causa de los recubrimientos coluvionares procedentes de las Cuarcitas Botella; aquí solo se reconocen en la ladera sur del cerro Cabezuela y su prolongación hacia el este (sureste de la Hoja) y al sur de la Loma de la Dehesa (oeste de la Hoja) en la estrecha carretera que corta las estructura sinclinal.

Esta unidad es muy variable a escala regional, tanto en su potencia como desde el punto de vista composicional. En este sentido hay que indicar que son numerosas las zonas en que es compleja su representación cartográfica bien porque su espesor es muy reducido o, lo que es más probable, porque sea debido a los cambios laterales de facies que condicionan la presencia de sedimentos esencialmente pizarrosos, dificultando su separación de los Bancos Mixtos suprayacentes y por esta razón en algunos casos se han representado incluidas en ellos, como se refleja en los trabajos de PALERO (1991 y 1992) y anteriormente en los de los autores alemanes que las incluían en los denominados "Esquistos con *Orthis*" suma de Pizarras de Canteras + Bancos Mixtos (RITHTER, 1967; BUTTENWEG, 1968; KETTEL, 1968).

Su registro sedimentario está constituido por lutitas negras o verde-grisáceas, ricas en moscovita y con pequeños cristales de pirita que hacia techo van intercalando algunos bancos de areniscas de espesor centimétrico y longitud métrica que ocasionalmente se observan disruptas; el contacto con las Cuarcitas Botella es neto, al igual que en zonas relativamente próximas (LEYVA y MATAS, *in litt*). Es muy frecuente encontrar nódulos de carbonato de tamaño centimétrico (en su núcleo pueden contener restos de fauna o sulfuros polimetálicos), bioturbación tanto perforante como horizontal así como braquiópodos y trilobites en posición transversal a la esquistosidad. En áreas próximas, como las Hojas de Piedrabuena y Ciudad Real (PORTERO *et al.* 1988 b, 1989), se ha detectado a unos 15 m de la base un nivel de limolitas oscuras con oolitos y nódulos fosfatados que contienen niveles lumaquéllicos a techo. La potencia estimada para esta unidad en el área que nos ocupa puede ser del orden de los 200 m.

Los componentes principales son cuarzo y mica blanca estando esta última muy transformada a clorita; en menor cantidad se encuentran feldespatos y biotita hallándose en gran parte alterados a arcillas; puede detectarse cemento silíceo en lugares próximos a las concentraciones de piritas.

Se trata de una unidad homogénea, masiva, con muy escasas estructuras sedimentarias (solo se reconocen laminaciones de "ripples" en algún banco de areniscas) que se puede interpretar tentativamente como sedimentado en un ambiente de plataforma marina externa o de talud continental. Forma la base del ciclo sedimentario de tendencia "regresiva" del Ordovícico Superior iniciado a partir de la interrupción sedimentaria del nivel oolítico fosfatado (PORTERO y DABRIO, 1988).

En esta Hoja se han encontrado fósiles, al oeste de la Hoja y a 1,5 km al noreste de la Casa de Argamasilla o a dos km al noroeste de la Casa de la Madrಿದೆña (a unos 50 m de la pista asfaltada que parte hacia el sur desde el km 51,2 de la Ctra. Moral-Valdepeñas) que han dado una edad Berouniense medio (*Trilobites-Colpocoryphe grandis* Snajdr, reelaborado).

A escala regional la edad se ha podido precisar gracias al hallazgo de diferentes niveles fosilíferos en la Hoja 837 de Viso del Marqués. Los primeros metros de la unidad pueden corresponder tanto al Dobrotiviense terminal como al Berouniense basal (base del Ordovícico Superior) pero por encima de la interrupción sedimentaria, a una distancia entre los 12-30 m, en un horizonte de removilización ferruginoso con cantos blandos y sideríticos se ha detectado una abundante asociación fosilífera Viniciense con trilobites, equinodermos, braquiópodos, briozoos y moluscos (GUTIÉRREZ-MARCO y SARMIENTO, inf. Int.). La asociación de braquiópodos (*Svobodaina armoricana* BABIN y MELOU, *Gelitordis meloui* VILLAS, *Aegiomena aquila intermedia* VILLAS y *Triplexia* sp) permite correlacionar este horizonte con el que sella la discontinuidad pre-Vini-ciense 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; ROMANO *et al.*, 1995). Por encima del citado horizonte las Pizarras de Cantera contienen escasos restos paleontológicos (distribuidos irregularmente) de gasterópodos, ortocerátidos y linguláceos.

Los datos precedentes, unidos a criterios estratigráficos regionales permiten ubicar el depósito de la unidad como Caradoc (Soudleyense-Marshbrookiense) si bien los niveles situados por debajo del horizonte ferruginoso son sin duda más antiguos, de edad tal vez Costoniense o incluso Dobrotiviense tardío en la misma base de la unidad.

2.1.1.9. Areniscas y pizarras (13). Bancos Mixtos. *Caradoc terminal-Ashgill inferior*

El apelativo de Bancos Mixtos (TAMAIN, 1972), que fue tomado por el citado autor de la denominación que hacían de estos materiales los mineros del Centenillo (Jaén), es un término muy expresivo ya que engloba al conjunto de rocas más heterogéneo del Ordovícico. El conjunto de Pizarras de Cantera + Bancos Mixtos, como ya se ha indicado en el párrafo anterior, ha sido descrito, por los autores alemanes, como "Esquistos con Orthis" (HENKE, 1926; RICHTER, 1967; BUTENWEG, 1968 y KETTEL, 1968); estos autores diferenciaban dos tramos: el basal pizarroso "Orthis Schiefer" que sería equivalente a las Pizarras de Cantera y los "Orthis Wechsellagerung" equivalente a los Bancos Mixtos propiamente dichos.

Estos materiales afloran en todo el centro-sur del mapa en retazos relativamente extensos pero dificultosos de observar, debido tanto a los a los recubrimientos cenozoicos como a los derrumbios procedentes de los tramos areniscos basales de los propios Bancos Mixtos (Areniscas de Arca); no obstante se pueden reconocer bien en el Cortijo Cabezuela (embalse), Cortijo de la Jarrilla (este), Cortijo Conejera y Cortijo de Balanza (sur), Cerro Mojón y entorno (centro), Cortijada de la Madrಿದೆña (oeste), etc.

Aunque la potencia de los Bancos Mixtos es muy variable a escala regional aquí constituyen una serie, de unos 350-400 m de espesor, de areniscas y lutitas alternantes, en niveles de geometría bastante tabular y espesores centi-decimétricos muy constantes, que le confieren un cierto aspecto de ritmita. El color es crema tirando a marrón (ocasionalmente blanco) en las areniscas y verdoso o gris en las pizarras. Es muy frecuente observar por una parte la gran cantidad de mica blanca y por otra la intensa bioturbación, muy característica y que en numerosas ocasiones es un buen criterio para identificar esta unidad. En esta Hoja, la unidad muestra dos barras cuarcíticas discontinuas: la del tramo inferior-medio de la sucesión, que presenta un desarrollo excepcional a la altura del km 1,5 de la Ctra. Valdepeñas-Torrenueva o al este del Cortijo Conejera, en la que estimamos una potencia de orden hectométrico y que sería equivalente a las "Cuarcitas de Arca" de KETTEL (*op. cit.*) y otra a techo conocida como "Lumaquela terminal" con potencias en este caso de orden métrico. También a techo se puede identificar a escala regional la presencia de rocas volcánicas de espesores métricos.

La composición mineral es cuarzo, feldespato potásico (hasta un 15% en las areniscas y un 10% en las cuarcitas), plagioclasa y micas (5%), con predominio de la moscovita sobre la biotita; la matriz sericítica o caolinitica puede alcanzar el 10% y el cemento es silíceo salvo en la "lumaquela terminal" que es silíceo-carbonatado; los minerales accesorios más comunes son turmalina, circón, apatito y sulfuros (pirita). Se clasifican como subarcosas ricas en moscovita. Las limolitas tienen una composición similar, con menor proporción de feldespatos y más de micas; el porcentaje de matriz es más elevado.

La facies más común está constituida por secuencias elementales de espesor decimétrico (10 a 30 cm) con una relación arena/lutita próxima a la unidad; son secuencias granodecrecientes con "hummocky", "swales", laminación paralela, "ripples" de ola y bioturbación intensa, criterio este último que puede ser muy útil para la diferenciación cartográfica; en el este de la Hoja (Cortijo de la Jarrilla) se observa la alternancia de las facies tempestíticas mencionadas con tramos, de espesor métrico, de capas replegadas, rotas y brechificadas, que constituyen auténticos

“pebbly mudstons”, y en las que las facies “slumpadas” están limitadas por superficies planas; su génesis se relaciona con deslizamientos gravitatorios a favor de una pendiente.

La facies de la barra cuarcítica más basal (Arca) está formada por secuencias decimétricas a métricas de areniscas de grano medio, amalgamadas por pérdida de algún término, con un resultado final de capas acrecionadas con “hummockys” de orden métrico que dan una geometría ondulada. En la barra superior (“lumaquela”) en la que este aspecto es menos destacable, pueden observarse puntualmente bancos de escala métrica de cuarcitas masivas de grano medio-fino y también un tramo margo-arenoso en el que puede aparecer algún término cuya constitución no es de siliciclásticos sino de acúmulos de fauna limonitizada junto con nódulos ferruginosos, fosfatados, “mud chips”, etc.; en estos casos la base de las secuencias es algo erosiva, apuntando la posibilidad de una interrupción sedimentaria.

Todo este conjunto de facies, constituidas por secuencias granodecrecientes, se estructuran, en dos megasecuencias grano y estrato creciente, en un ambiente sedimentario en posición regresiva (BRENCHELEY, *et al.* 1986) que corresponde a la formación de lóbulos arenosos en el “offshore proximal” de una plataforma siliciclástica dominada por tormentas (LEYVA y MATAS, *in litt*).

Los Bancos Mixtos representan tal vez la unidad más fosilífera del Ordovícico Superior centroibérico, especialmente en los niveles de techo conocidos como “lumaquela terminal” (TAMAIN, 1972; GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO, 1987; VILLAS, 1995); el tramo inferior es por otra parte muy rico en pistas fósiles. En esta Hoja se han encontrado fósiles en la “lumaquela terminal” en el borde más oriental del Embalse de Cabezuela (unos 400 m al norte de la finca del mismo nombre) que han dado una edad Berouniense superior:

- Braquiópodos-*Svobodaina havliceki* Villas; *Svobodaina* aff. *Feisti* Havlicek.
- Cornulítidos, Trilobites y Gasterópodos indeterminables.

En localidades próximas han sido citados numerosos hallazgos fosilíferos (HAFENRICHTER, 1979; GUTIÉRREZ-MARCO, 1986; PALERO y MARTÍN IZARD, 1988; SARMIENTO, 1993 y GIL *et al.*, 1996). La asociación reconocida en las “lumaquelas terminales” consta de braquiópodos, briozoos, trilobites, graptolitos y equinodermos. Este conjunto caracteriza la Biozona de *Svobodaina havliceki* de braquiópodos, 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-Marshbrookense.

2.1.1.10. Calizas (14). Caliza Urbana. Ashgill (Prehirmantiense)

La formación Caliza Urbana que aparece en contacto normal con la formación anteriormente descrita, debe su nombre a HENKE (1926), que a su vez lo toma del Pozo Urbana, de la Mina los Guindos, en la Sierra de la Carolina (Jaén). Es una formación muy conocida en toda la Zona Centroibérica (ZCI) porque constituye, cuando aflora, un excelente nivel guía dentro de la monotonía siliciclástica de los materiales ordovícicos.

Es una unidad litológica discontinua y con grandes variaciones de potencia y composición litológica. Se observa con dificultad en el Embalse de Cabezuela (Cortijo del mismo nombre) y al norte de la Finca La Granja (este de la Hoja); en estos afloramientos el espesor no sobrepasa el metro, pero a escala regional puede alcanzar espesores decamétricos y excepcionalmente hectométricos, como en el Río Guadalén al oeste de la Hoja 864 de Venta de los Santos (LEYVA y MATAS, *in litt*) o bien no aparecer que es lo más frecuente; cuando tiene cierta entidad ha sido explotada, bien para caleras o bien por las mineralizaciones asociadas (PALERO y MARTÍN-IZARD, 1988; PALERO, 1991). Algunos autores han incluido estos carbonatos en los Bancos Mixtos (SAUPE, 1971; TAMAIN, 1972; PALERO, 1991) pero de acuerdo con GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO (1987) y SARMIENTO (1993) la Caliza Urbana es lo suficientemente distintiva (a pesar de su carácter discontinuo y escasa potencia) como para ser tratada de forma separada de la citada unidad. Para su caracterización nos basaremos en las observaciones aquí realizadas y las descritas en el entorno próximo.

Esta formación se compone de paquetes decimétricos de calizas fosilíferas, estromatolitos, calcarenitas, pizarras y algunas dolomías. El tránsito a muro (Bancos Mixtos) se realiza de un modo gradual y a techo (Pizarras de Chavera) suele mostrar señales erosivas que van desde microcicatrices erosivas recubiertas de depósitos ferrosos o lateríticos a superficies erosivas con relleno de sedimentos de tipo "debris" reconociéndose, de modo ocasional, evidencias de karstificación así como una dolomitización descendente referida al techo de la unidad (SARMIENTO, 1993). En muchos afloramientos la recristalización es prácticamente total pero cuando no están recristalizadas se reconocen fósiles y estructuras sedimentarias; entre estas estructuras las que mejor se observan son las laminaciones paralelas que forman los estromatolitos aunque también se pueden reconocer estratificación ondulada y una grosera granoclasificación de los bioclastos.

Al microscopio las muestras revelan cierta variabilidad en cuanto al carácter más o menos bioclástico detectándose la presencia de láminas de algas cianofíceas acompañadas por gasterópodos, que se encuentran en parte silicificados así como fantasmas de posibles braquiópodos; también se observan moldes de cristales de yeso rellenos por cuarzo (los moldes son de cristales seleníticos, maclas de punta de flecha y cristales hexagonales) e indicios de dolomitización, ferruginización, silicificación y dedolomitización (sin ordenación temporal aparente). El resultado es una caliza ferruginosa (a veces dolomita) con porosidad de tipo "rug" parcialmente rellena por calcita.

El ambiente sedimentario donde se deposita esta unidad corresponde a una plataforma marina muy somera de condiciones restringidas y con periodos de emersión como así indican la presencia de yesos, dolomías, estromatolitos algales y silicificaciones, es decir un medio intra y supramareal.

Cronoestratigráficamente, esta formación proporcionó los primeros conodontos ordovícicos citados en España (FUGANTI y SERPAGLI, 1968) que fueron encontrados en localidades muy próximas a este trabajo (Hoja 837 Viso del Marqués) y que determinaron una edad Ashgill Inferior (Cautleyense-¿Rawtheyense?). La relación original de especies de los citados autores fue revisada en taxonomía multielemental por SARMIENTO (1993) autora junto con HAFENRICHTER (1979) de nuevos descubrimientos en otros puntos de la citada Hoja. También en la misma zona (GUTIÉRREZ-MARCO y SARMIENTO inf. int.) una sección diferente a las anteriores proporcionó

diversos conodontos pertenecientes a una asociación característica (Biozona de *Amorphognatus ordovicicus*) muy difundida en el Ashgill pre-Hirnantense de toda Sierra Morena.

2.1.1.11. Pizarras (15). Pizarras Chavera. Ashgill terminal (Hirnantense)

Las Pizarras Chavera (TAMAIN, 1972) se apoyan de forma neta bien sobre los Bancos Mixtos o bien sobre la Caliza Urbana cuando esta existe. Regionalmente también se las conoce por otros nombres como “Schistes Castellar” (HENKE, 1926; RICHTER, 1967; BUTENWEG, 1968; KETTEL, 1968), “Pizarras de Muro” (SAUPE, 1971), etc.

De afloramiento muy escaso y de mala calidad las mejores observaciones se pueden realizar en el Cortijo Cabezuela o en el Cortijo de la Jarrilla, ambos al este de la Hoja. Esta unidad está representada por una sucesión pizarrosa de unos 200 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; en este último tramo pueden observarse, ocasionalmente, “bolos” disruptados de algunas de las capas arenosas. Las facies más comunes están constituidas por pizarras finas, suaves al tacto, de tonalidades 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 prácticamente inexistente. En las intercalaciones cuarcíticas, que tienen base plana y techo ondulado, pueden detectarse “ripples” de corriente así como marcas de corriente (“flutes”) de pequeño tamaño.

Al microscopio las pizarras, con una textura blastopelítica, revelan una constitución caolinítico-sericítica que tiene abundante materia orgánica y sulfuros. Las areniscas tienen como minerales principales cuarzo y mica blanca y en menor proporción biotita y pirita; las micas están total o parcialmente transformadas a clorita y alteradas a arcilla, disponiéndose paralelas a la esquistosidad.

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 cercanas se ha descrito la existencia, en la base de la unidad, de niveles con cantos de diversa naturaleza (CHAUVEL *et al.*, 1969; TAMAIN, 1972; GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO, 1987), que se han interpretado como depósitos glaciomarinos o niveles de removilización ligados al descenso eustático relacionado con la glaciación finiorдові́ca (“Pelitas con fragmentos” del Ashgill Superior nordgondwaniense). Estos fenómenos glacioeustáticos pueden ser responsables de los cambios de potencia de la Caliza Urbana, o de la ausencia de esta y de otras unidades previas (PIEREN, 1986).

En esta unidad no se han encontrado fósiles pero de acuerdo con los datos regionales la base de la misma resultaría correlacionable con las “Pelitas con fragmentos”, que como se ha visto revisten localmente características glaciomarinas. La edad de la base será entonces Ashgill postglacial, ligada a la transgresión del Hirnantense Superior (ROBARDET y DORE, 1988; SAN JOSÉ *et al.*, 1992) y la de la unidad Hirnantense o Ashgill terminal (SAN JOSÉ *et al.* 1992, con referencias previas; PARIS *et al.* 1995, con las últimas dataciones micropaleontológicas; GARCÍA PALACIOS *et al.*, 1996).

2.1.1.12. Evolución sedimentaria desde el Ordovícico medio al Silúrico

Los episodios sedimentarios que tuvieron lugar entre el Ordovícico Medio y el Superior corresponden a un ciclo regresivo, que culmina con la sedimentación de la Caliza Urbana, si bien en el ciclo hubo dos episodios transgresivos como fueron las génesis de las Pizarras Guindo y las Pizarras de Canteras.

Durante este ciclo se pasa desde la sedimentación en un ambiente de plataforma externa o de talud submarino a la sedimentación en un medio intra y supramareal como representa la Caliza Urbana, pasando por un ambiente de plataforma marina interna propio de las Cuarcitas Bottella; posteriormente a un periodo de emersión se produce la transgresión silúrica como lo indica la sedimentación de las Pizarras Chavera, propias de un ambiente de plataforma marina externa, seguida por un episodio regresivo como así lo indican las Cuarcitas del Criadero depositadas en un medio de plataforma marina interna.

2.1.2. Silúrico

Su representación en este trabajo es muy escasa ya que solo aflora (y fallada) la Cuarcita del Criadero, en el extremo oriental de la Hoja. A escala regional no ha podido establecerse con seguridad el límite Ordovícico-Silúrico, así en los sectores meridionales del entorno regional de la ZCI en que nos movemos, las unidades cuarcíticas consideradas “basales” pueden contener en su seno la discontinuidad inicial del ciclo Silúrico mientras que en los sectores septentrionales los primeros fósiles silúricos encontrados estarían en las “Pizarras negras ampelíticas” situadas por encima de la Cuarcita del Criadero.

2.1.2.1. Cuarcitas y areniscas (16). Cuarcita del Criadero. Llandovery

Es una de las pocas unidades definidas formalmente en el Paleozoico meridional de la ZCI (GALLARDO-MILLÁN *et al.*, 1994) y a su vez de las más conocidas ya que al ser un tramo cuarcítico ubicado entre dos tramos blandos da lugar a morfologías típicas de cresta estrecha, rasgo muy útil en la elaboración del mapa geológico. ALMELA *et al.* (1962) la denominaron Cuarcita del Criadero por estar asociada a las mineralizaciones de mercurio de Almadén. Regionalmente también es conocida por otros nombres: “Cuarcitas del Castellar” (HENKE, 1926), “Cuarcitas del Llandovery” (RICHTER, 1967; BUTENWEG, 1968; KETTEL, 1968), “Cuarcitas superiores” (TAMAIN, 1972), “Cuarcita de Valdelasmanos” (SOLDEVILA, 1992), etc.

A escala regional la Cuarcita del Criadero se observa como una doble barra cuarcítica que tiene en medio una intercalación cuarcítico-pizarrosa de poco espesor.

En este trabajo aparece al E de la Hoja, en la terminación perisinclinal de La Jarilla (fallada en su flanco norte), en dos pequeños afloramientos (barra inferior) que están parcialmente recubiertos por los materiales cenozoicos; la potencia del tramo observado es de unos 20 m que se disponen concordantemente sobre las “Pizarras Chavera” en un contacto más o menos neto que depende de la competencia y espesor de los materiales más altos de esta unidad. El tramo aquí observado de la Cuarcita del Criadero está constituido en su parte basal por bancos decimétricos de cuarcitas blancas y grises, sin apenas intercalaciones pizarrosas, que van aumentando

de espesor a medida que nos aproximamos al techo del mismo. En la parte basal de este tramo las superficies de estratificación, planoparalelas, están bien definidas, observándose como estructura sedimentaria la estratificación “hummocky”; hacia el techo la estratificación es de masiva a difusa, con superficies onduladas, detectándose ocasionalmente techos de “ripples” de ola y estratificación cruzada de bajo ángulo.

Al microscopio son ortocuarcitas y cuarzoarenitas de grano medio-fino con gran predominio de cuarzo y muy escaso de feldespatos y fragmentos líticos (1%). La parte basal, más tempestítica, tiene un porcentaje de matriz del 8-10% y la parte superior es más un cemento silíceo. Entre los minerales pesados son muy abundantes circón, turmalina, apatito, sulfuros, mica blanca y epidota.

En su conjunto este miembro inferior se estructura como una megasecuencia grano y estrato-creciente cuya evolución vertical es regresiva en el sentido de BRENCHLEY *et al.* (1986, 1991).

En ausencia de datos paleontológicos locales, la Cuarcita del Criadero es referida regionalmente al Silúrico inferior (Rhuddaniense-Aeroniense: Llandovery Inferior y Medio) sin descartar que de manera muy puntual su parte basal pueda resultar todavía ordovícica (GARCÍA PALACIOS *et al.*, 1996).

2.2. CENOZOICO

Las referencias principales son los trabajos cartográficos y sus respectivas memorias relativos a las hojas de Ciudad Real; Daimiel, Villarta de San Juan, Manzanares y Almagro del Proyecto MAGNA (PORTERO *et al.*, 1988, PORTERO *et al.*, 1988, RAMÍREZ *et al.*, 1988 y PILES MATEO y PÉREZ GONZÁLEZ, (1988). Como trabajos de referencia general hay que considerar las aportaciones de MOLINA (1975) en el Campo de Calatrava y PÉREZ GONZÁLEZ (1982) en la Mancha. Las citas más recientes son estudios paleontológicos en relación con los yacimientos de Piedrabuena y Las Higuieruelas (ARRIBAS y ANTÓN, 1997; MAZO y TORRES, 1990; MAZO, 1993) o abordan aspectos magnetoestratigráficos (BOGALO *et al.*, 1994, GALLARDO y PÉREZ GONZÁLEZ, 2000 y GALLARDO, 2004). Sin embargo, todos ellos se encuentran localizados en zonas próximas, ninguno en el entorno de la Hoja de Valdepeñas.

En este capítulo se describen las características estratigráficas y sedimentológicas de los sedimentos cenozoicos que conforman las unidades cartográficas cenozoicas representadas en el Mapa. Para la definición e interpretación de las facies terrígenas se aportarán datos de granulometría, litología y estructuras sedimentarias teniendo en cuenta los códigos de litofacies de MIALL (1977, 1978 y 1992) principalmente. Para los carbonatos de precipitación primaria se seguirá la clasificación de DUNHAM (1962), modificada por EMBRY y KLOVAN (1971), y para los carbonatos de precipitación secundaria (caliches y costras) se utilizará el manual de suelos edafizados de BULLOCK *et al.* (1985), entre otros.

2.2.1. Neógeno

Se puede afirmar que el borde suroccidental de la cuenca de la Llanura Manchega está localizado en la Hoja de Valdepeñas. Su registro estratigráfico está constituido por terrígenos y calizas,

testimonios ambos de paleoambientes fluvio-lacustres. El espesor de este relleno es difícil de determinar, aunque todo parece indicar que, en su volumen principal, se trata de surcos labrados por efecto de erosión diferencial, que lo hace enormemente irregular y casi siempre muy pequeño con apariciones constantes del sustrato pizarroso. Sin embargo, los datos de subsuelo (ROSALES *et al.*, 1988) señalan un surco general localizado al norte de la localidad de Valdepeñas con un alargamiento de dirección E-O (N 90). En ese surco se aprecian dos depocentros, uno, con ese mismo alargamiento y un espesor cercano a los 200 m, localizado al norte de Valdepeñas; otro, alargado en la dirección N 45-N 225 y más de 100 m de profundidad, situado al NE de esa misma localidad. Las isobatas de la subcuenca (Fig. 1) están abiertas hacia el la Llanura Manchega propiamente dicha. Las zonas con menor espesor de sedimentos se localizan en el tercio septentrional y en la mitad meridional de la Hoja. Dicho mapa de isobatas, en concreto los citados depocentros, señala interferencias estructurales debidas a fallas.

El registro sedimentario neógeno presente en esta hoja es fundamentalmente terrígeno, aunque en el centro y en el sureste de la misma, aparecen importantes afloramientos carbonatados. Unos y otros adosados a un paleorrelieve pizarroso-cuarcítico que aflora profusamente. La tendencia general del registro sedimentario es granodecreciente, con dos tramos diferenciados: terrígeno y carbonatado. En gran parte predominan *Conglomerados, arenas y limos* arenosos (17) de colores rojizos (columnas 01 y parte inferior de las columnas 02 y 06 en Información Complementaria) y frecuentes y muy desarrollados calcimorfos de origen edáfico (Calcimorfos, conglomerados calcáreos y limos rojos (20)), sobre todo en el cuadrante nororiental (columnas 01 y 06 en Información Complementaria). Parece que en superposición a este conjunto detrítico pero limitado a dos áreas concretas se presenta un registro fundamentalmente carbonatado. Se trata de Calizas y calcarenitas (18) y Margas (19), de origen lacustre y palustre y caliches edáfico que afectan indistintamente a las propias calizas, a los terrígenos e incluso al sustrato pizarroso (columnas 02, 03, 04, 05 07, 08, 10 y 11 en Información Complementaria).

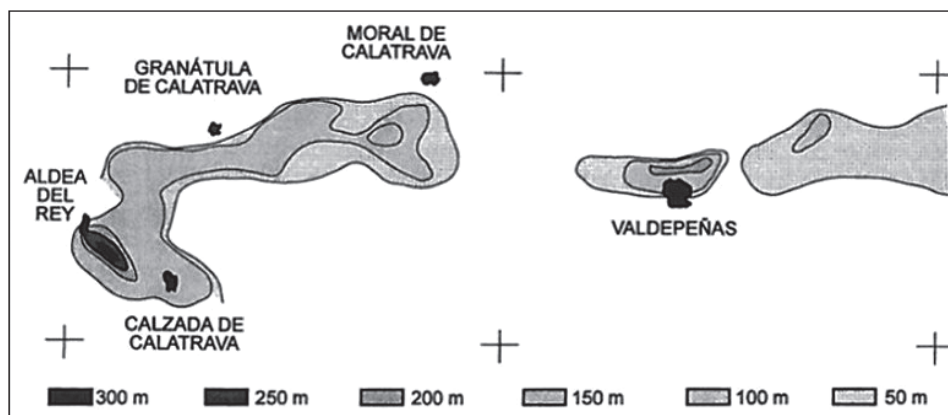


Fig. 1.— Mapa de isobatas de las subcuencas de Aldea del Rey y Jabalón en las hojas 811 y 812 (ROSALES *et al.*, 1988).

2.2.1.1. Conglomerados, arenas y limos arenosos (17). Mioceno-Plioceno superior

Esta unidad conforma la mayor parte de los afloramientos cenozoicos de la Hoja. Aparecen discordantes sobre los metasedimentos paleozoicos del zócalo hercínico. Está constituida fundamentalmente por conglomerados, paraconglomerados, arenas y limos arenosos.

Los paraconglomerados se caracterizan por ser cuerpos de potencia métrica o decimétrica y geometría tabular en prolongaciones ocasionalmente superiores a los 250 m que se acuñan lateralmente. La base de estos cuerpos tabulares suele ser plana, ligeramente alabeada, es decir, erosiva y muy tendida. Son paraconglomerados angulosos con bordes redondeados a subredondeados, composición dominada por cuarcita, cuarzo, pizarra y arenisca roja, y matriz arcillosa y de color rojo (10 R 4/6). El centil es muy variable y suele disminuir hacia el techo de las capas. Aunque se han observado centiles de hasta 30 cm, el tamaño medio de los clastos varía entre 2 y 7 cm. Están cementados por carbonato cálcico, redistribuido por procesos de naturaleza edáfica. Internamente aparecen como masivos, con granoselección positiva y rasgos edáficos, como rizocreciones, nódulos de carbonato, e intenso desarrollo de migraciones de arcillas, carbonato cálcico y óxidos de hierro-manganeso lo que da lugar a la desaparición de la mayoría de las estructuras sedimentarias primarias.

Intercalados en paquetes de limos arenosos, formando conjuntos sedimentarios con potencias decamétricas, aparecen capas de conglomerados de forma dispersa. Estos conglomerados presentan una textura clasto-soportada y un color que varía entre ocre-rojizo (10 R 6/6) y ocre-amarillento (5 YR 5/6). La matriz es arenosa y el cemento carbonato cálcico. Los clastos, subangulosos a subredondeados, son de cuarcita, cuarzo, areniscas rojas y pizarras. Su centil es de 18 cm y su tamaño medio de 2-5 cm. Presentan estratificación cruzada en surco, con sets de amplitud entre 5-7 m y altura de 0,5 m y láminas de 7-10 cm, observables en la columna estratigráfica 02 (talud de la circunvalación de Valdepeñas en la salida con Villanueva de los Infantes; ver en información complementaria). En este afloramiento los clastos presentan el eje "b" imbricado, hecho que permite realizar varias medidas de paleocorrientes con dirección N 300-320 dominante. Ocasionalmente, presentan alguna superficie erosiva interna. La facies presente en estos conglomerados es Gt. Tienen una geometría lenticular que se pierde en 40-50 m, con el límite basal fuertemente erosivo y canalizado y el superior cóncavo.

En la columna estratigráfica 06 (frente de una cantera de arcillas abandonada al N del Cerro de las Cabezas; ver en información complementaria), estos mismos conglomerados presentan estratificación cruzada en surco de media escala. La amplitud de los surcos es de 2-3 m y la altura de hasta 1 m. Las facies que dominan, al igual que en el afloramiento anterior, son Gt. Las paleocorrientes medidas en el eje de los surcos señalan una dirección N 230. Asimismo, presentan clastos con el eje "b" imbricado, que indican direcciones comprendidas entre N 220-240. Tienen una geometría de paleo-canal de extensión lateral inferior a 200 m y espesor de hasta 2 m.

Los conglomerados están aislados entre capas de limos arenosos o bien se hallan en tránsito gradual hacia arenas medias-gruesas con matriz limosa. Estas arenas presentan colores variables entre amarillos, ocre y rojizos (5 YR 5/6, 10 YR 5/4 y 10 R 4/6) y suelen estar remarcadas por un *lag* de conglomerados con espesores comprendidos entre 20 y 30 cm, con centiles entre 7 y 4 cm y alguna superficie erosiva interna remarcada por cantos. Son masivas, y hacia techo

presentan rasgos edáficos como rizoconcreciones, pudiendo desarrollar una fuerte hidromorfía. La facies presente es Sm. Tienen una geometría lenticular, similar a la definida para los conglomerados anteriores.

Los limos arenosos se caracterizan por presentar geometrías tabulares con extensiones laterales que pueden ser superiores a los 250 m. Presentan colores rojizos (10 R 4/6) y un contenido en arena fina bajo. Asimismo, aparecen cantos de cuarcita dispersos de tamaño inferior a 5 cm. Son masivos y en ellos se observan abundantes rasgos edáficos, al igual que en el resto de los depósitos de esta unidad. Los *peds* tienen una forma prismática y poliédrica de tamaño inferior a 7-10 cm. La facies presente es Fm. En ocasiones, a techo de alguna capa, gran cantidad de sedimento original limo-arenoso se ha transformado a materiales carbonatados por enriquecimiento y precipitación *in situ*. En estos niveles se observan rasgos edáficos y se conservan parches de los limos originales. La textura dominante es nodular y los tránsitos son siempre graduales.

Todos estos depósitos conforman una sucesión detrítica formada por paquetes de potencia métrica y decamétrica de limos arenosos con intercalaciones dispersas de niveles de 0,5 a 2 m de conglomeráticos y paraconglomeráticos que hacia techo pasan a arenas de tamaño medio a grueso.

Toda la unidad está organizada en cuerpos tabulares de limos arenosos de gran extensión lateral, interrumpidos por cuerpos canalizados de gravas y arenas que se intersectan unos a otros, dando lugar a niveles de gran continuidad lateral, limitados por superficies de erosión y entramientos carbonatados.

Ante la geometría de los cuerpos y las facies identificadas en los mismos, la sedimentación de esta sucesión detrítica se interpreta como ambiente de llanura de inundación fluvial, surcada por canales de baja sinuosidad y de carácter distal, donde la carga original sería de gravas y arenas, en un sistema de tipo "braided stream". De manera que, los canales rellenados a partir de barras transversales y longitudinales de gravas se corresponderían con los momentos de máxima actividad, mientras que en los momentos de caída del flujo los canales se rellenarían de forma rápida con facies arenosas masivas. Asimismo, en los momentos de estabilidad energética se produciría un predominio de facies limo-arenosas, comportándose todo el conjunto como una gran llanura de inundación. Algunas observaciones locales marcan paleocorrientes con una dirección principal de aportes procedente del NE para todo el conjunto terrígeno de esta unidad, de manera que el sistema fluvial de tipo "braided" discurriría hacia el SO, mostrando un comportamiento episódico ligado a un régimen marcadamente estacional. Sin embargo, la posición de los paleorelieves limítrofes, ocupando dos franjas E-O paralelas entre sí, implica una dirección principal o generalizada en ese mismo sentido, similar al actual.

Los cuerpos canaliformes descritos se mueven lateralmente y de forma arbitraria en dicha llanura. En zonas marginales, resguardadas de las corrientes o flujos, se implanta una vegetación, produciéndose una primera transformación del sedimento con desarrollo edáfico asociado a raíces, reordenación del material arcilloso, etc., que son previas al reemplazamiento por carbonato cálcico. La carbonatación da lugar a costras desarrolladas incluso sobre los sedimentos conglomeráticos de los canales.

El desarrollo posterior de procesos de alteración polifásicos da lugar a la transformación del sedimento mediante fenómenos de argilización y rubefacción. El resultado es un intenso enrojecimiento, nodulizaciones y migración de los óxidos de hierro y arcillas.

Las condiciones climáticas reinantes durante la sedimentación, se manifiestan a través de las características paleoecológicas de los mamíferos fósiles pertenecientes a un registro sedimentario relativamente lejano, pero en posición estratigráfica posiblemente cercana a los de esta Hoja (yacimientos de Las Higuieruelas y de Valverde). La suma de otros indicadores, geoquímicos o sedimentológicos (aparición de caliches y ausencia de evaporitas) permite reconstruir un régimen climático de tipo mediterráneo con largos periodos de aridez y una estación húmeda muy corta pero con importantes precipitaciones.

No se han encontrado fauna ni flora fósil.

2.2.1.2. Calizas y calcarenitas (18) y margas (19). Plioceno superior

Estas unidades cartográficas se localizan principalmente en el cuadrante nororiental y suroccidental de la Hoja, conformando tablas o mesas estructurales. La primera está constituida esencialmente por calizas y calcarenitas, mientras que la segunda está representada por sedimentos margosos. Ambas aparecen en el tramo superior de la sucesión neógena aflorante, enlazando lateral y verticalmente con la unidad terrígena descrita en líneas anteriores. Asimismo, pueden disponerse directamente sobre los metasedimentos del basamento. En este último caso, las pizarras que forman el sustrato desarrollan un fuerte perfil de alteración carbonatado de hasta 7 m de potencia. En él se aprecia, sobre las pizarras verdes no alteradas, un primer nivel de roca pizarrosa fragmentada en esquirlas de hasta 7 cm. Estos fragmentos están unidos por venas de carbonato cálcico de color blanco, que hacia la parte superior disminuyen su grosor, alcanzando tamaños menores de 2 cm. Sobre este nivel de alteración se asientan los depósitos de estas unidades sedimentarias.

Los depósitos de la unidad cartográfica 18 se disponen en bancos tabulares poco potentes y con extensiones laterales superiores incluso a los 500 m, donde las distintas facies cambian lateral y verticalmente entre sí. Son principalmente calizas "mudstone", "mudstone" a "wackestone", "grainstone" y "floatstone" a "rudstone", de colores muy variados, desde blanquecinos (10 YR 6/2), rosados (10 YR 8/6), amarillentos y ocreos (10 R 8/2 a 10 R 6/6), marrones y cremas (10 YR 6/2 a 7/4), hasta colores grisáceos (N 4 a N 8).

Los "mudstones" de aspecto masivo y compacto suelen presentar restos de fósiles de gasterópodos, caráceas, ostrácodos y oncoides. En muchas ocasiones estas calizas presentan rizocreciones, e incluso nivelillos con abundante porosidad móldica debido a raíces, que están rellenas por material arcillo-arenoso rojo. Constituyen rasgos de exposición subaérea y forman superficies de karstificación. Los límites superiores e inferiores de estas capas de calizas suelen ser irregulares de tendencia plana y netos.

En la columna estratigráfica 07 (talud de una cantera abandonada en el entorno de las Casas de Manolillo; ver en información complementaria) se observan calizas que texturalmente son "mudstones" a "wackestones" compactas y homogéneas. En su interior se aprecian niveles de "grainstone" con estratificación cruzada planar a media escala, con sets de 1,50-2,00 m

y láminas de hasta 30-40 cm inclinadas 30-45°. Hacia techo pasa a tener laminación horizontal, con láminas entre 3-5 cm, o planar de bajo ángulo.

Otras calizas, que aparecen también en el cuadrante NE de la hoja (primeros tramos de la columna estratigráfica 08; ver en información complementaria), conforman una sucesión de estratos en bancos tabulares entre 0,60 y 1,60 m de espesor, con una potencia superior a 3 m. Los límites entre ellos son planos, netos y débilmente erosivos a pequeña escala. Tienen una textura deposicional granosostenida del tipo “floatstone” y “rudstone” constituida por secciones enteras de oncoides con laminación algal, de color marrón. El tamaño medio es de 5 cm y están empastados en una matriz micrítica. Los oncoides son subesféricos y presentan varias etapas de precipitación laminar alrededor de un núcleo constituido por elementos diversos. Ocasionalmente, estas calizas se intercalan con niveles de “mudstone” a “wackestone”, que presentan oncoides y conchas aisladas de gasterópodos grandes, definiendo estratificación horizontal y granoclasificación positiva. A techo aparece una superficie de paleokarstificación, con formación de grietas de retracción y superficies de removilización con cantos en la parte superior. Indican una exposición subaérea prolongada, con formación incluso de estromatolitos.

Las arenas oncolíticas constituyen otra litología muy abundante de la unidad 2. Se corresponden con arenas de tamaño medio a grueso y su alto contenido en carbonato le da un aspecto calcarenítico. Tienen un color blanco (10 R 6/2) o blanquecino-amarillento (10 R 8/2) y están organizadas en secuencias de hasta 3,5 m de espesor. Forman estratos lenticulares cuyo límite inferior es erosivo, irregular y de tendencia plana, con una extensión en la horizontal inferior a 250 m. Lateralmente suelen dar paso a las calizas anteriormente descritas.

La característica principal de esta litología es la presencia abundante de oncoides con forma subesférica, de tamaño medio de 2-4 cm, pudiendo llegar a 7 cm. Ocasionalmente, pueden presentar algunos cantos de origen vulcano-sedimentario. En su organización interna se aprecian estratificaciones cruzadas en surco de media escala con láminas centimétricas, formando *meggarriples* con una amplitud de hasta 5 m. Hacia la parte superior de estas secuencias arenosas se observa una disminución en el centil de los oncoides y una pérdida de estructuras sedimentarias primarias, quedando algunas estratificaciones planares. En algunas capas puede aparecer una fuerte bioturbación y/o enriquecimiento en carbonato.

Los depósitos margosos de la unidad cartográfica 19 aparecen, bien en contacto con el perfil de alteración carbonatado, bien intercaladas en los paquetes de calizas de la unidad 2. Son margas arcillosas y calizas margosas de colores grisáceos. Las primeras conforman niveles tabulares de 1-2 m de potencia y extensiones laterales inferiores a 150 m. Presentan un límite superior neto y alabeado. Internamente son masivas y en ellas se han encontrado restos fósiles de gasterópodos enteros y fragmentados, opérculos y ostrácosos. Las calizas margosas con bajo contenido en arena fina son masivas y presentan restos fósiles de gasterópodos de gran tamaño (2-4 cm) del género *Planorbis*.

El basamento paleozoico fue afectado por un proceso de epigénesis carbonatada, muy probablemente bajo condiciones subaéreas, dando lugar a una costra irregularmente desarrollada. Sobre este caliche se deposita una serie carbonatada de margas y calizas asociadas a un nivel de agua, posiblemente un sistema de lagos poco profundos, carbonatados, de baja pendiente

y con orlas palustres extensas, donde se localizaría una densa vegetación y abundantes organismos animales (gasterópodos, ostrácodos y algas). Para que precipite carbonato es necesario un medio de relativa tranquilidad. Aunque la abundante presencia de oncoides en las distintas facies, indican la actuación de un oleaje estacional, que favorecería el suave retoque de los fragmentos, sobre los que se apoyan las algas fijadoras. Estas condiciones tienen lugar en las áreas menos profundas de los lagos, concretamente en la zona fótica bajo un ambiente químico saturado en carbonato. Las oscilaciones estacionales del nivel del agua originan emersiones de extensas áreas, donde sedimentos inicialmente lacustres se ven sometidos a procesos pedogenéticos y de exposición subaérea. De ahí las superficies de karstificación y los rasgos de edafización en las calizas palustres. Las facies margosas representan la decantación de los sedimentos más finos en las partes centrales del lago. El contenido en carbonato de esta zona se debe a la disolución parcial de los sedimentos de grano fino, como consecuencia de la abundancia de CO_2 libre y agresivo, formado por la descomposición de la materia orgánica durante el estío.

De forma general, las facies de calizas y margas indican un sistema sedimentario lacustre somero, donde la distribución de los sedimentos se efectúa en tres zonas paralelas a la línea de costa: litoral, plataforma y centro de cuenca, representadas por las facies de calizas palustres, de calizas lacustres y margosas, respectivamente. Se produce, por tanto, una zonación del tamaño de grano y del contenido en carbonato. Ambos parámetros disminuyen con el aumento batimétrico. Dentro de este sistema se registran episodios de actividad fluvial, representados por las facies arenosas con oncoides, que están relacionadas lateralmente con las facies lacustres y palustres. Estas facies arenosas son el producto de canales fluviales muy saturados en carbonato cálcico, someros y con cierta agitación. La superposición en la sucesión de varias secuencias señala, en algunas zonas, un dominio de canales fluviales de baja sinuosidad con paleoflujos dirigidos hacia el SO.

Las condiciones climáticas bajo las que se desarrollaron estos sistemas son análogas a las que controlaron la sedimentación del sistema definido para la unidad terrígena. Se corresponden con un régimen de tipo mediterráneo de marcada estacionalidad, con largas temporadas de estío interrumpidas por una estación húmeda corta, de intensas precipitaciones.

La fauna fósil encontrada en estas unidades no sirve para realizar dataciones precisas. Se le atribuye una edad Plioceno superior por comparaciones regionales.

2.2.1.3. Calcimorfos, conglomerados calcáreos y limos rojos (20). Plioceno superior

La unidad 20 aflora en el cuadrante NE de la Hoja alternando con la unidad anterior. Está formada por calizas rojas (caliches), conglomerados calcáreos y limos rojos.

Las calizas de color rojo (10 R 6/6) se superponen de forma gradual a las calizas de la unidad anterior. Se organizan en bancos con límites planos e irregulares, formando cuerpos tabulares con espesores aproximados a los 3 m y extensiones laterales superiores a 150 m. Muestran textura nodulosa, laminar y bréchica y en ellas se aprecia una porosidad radicular, rellena con caliza secundaria roja y de forma geopetal. La nodulización y brechificación son rasgos edáficos evolucionados, observándose en el techo de las capas, la sustitución de toda la masa original del sedimento. Asimismo, se aprecia la presencia de raíces y nódulos de óxidos de hierro.

Los conglomerados presentan geometría lenticular con extensiones laterales inferiores a los 100 m y potencias de 2-3 m. Muestran límites inferiores erosivos y canalizados. Son de color rojo (10 R 6/6) y están fuertemente cementados por carbonato cálcico, con una matriz constituida por arenas de tamaño grueso. Los clastos son en un 80-90% de caliza (micrita) de colores crema y gris, y el resto son principalmente de cuarcita. Su centil es de 7 cm y su forma es subangulosa a subredondeada. Interiormente, se aprecia estratificación cruzada en surco con láminas de hasta 3-4 cm y granoselección positiva. Direcciones de paleocorrientes, medidas en los ejes de los canales, proporcionan una dirección N 70-N 250 para el afloramiento de la Cantera de las Casas de Manolito (ver en información complementaria).

Otros ortoconglomerados de color rojizo (10 R 4/6) presentan un alto contenido en matriz arcillosa, aunque a veces puedan estar cementados. Contienen clastos de oncoides, cuarcitas y cuarzos. El centil es de 5 cm y el tamaño medio de 2-3 cm. La forma de los mismos es subesférica o cilíndrica. Presentan estratificación cruzada en surco de media a gran escala. Son cuerpos canalizados de extensiones laterales inferiores a 200 m y espesores que no superan los 3 m. Se han tomado medidas de paleocorrientes en los ejes de los canales del afloramiento de las Casas de Santa María (ver en información complementaria). Aportan direcciones N 130-N310 y N 80-N 260. Estos canales se encuentran intercalados en paquetes de limos de hasta 14 m de potencia. Los limos son de color rojo (10 R 4/6) y tienen un bajo contenido en arena fina. Ocasionalmente, pueden aparecer cantos dispersos de tamaño inferior a 1 cm. Son masivos y presentan rasgos edáficos, como rizocreciones y nódulos de carbonato abundantes y migraciones de arcillas y de óxidos de hierro-manganeso. La estructura es prismática con *pedes* de tamaño inferior a 3-4 cm. La geometría que presentan es tabular, con una extensión lateral superior a los 100 m.

Los sedimentos de esta unidad se interpretan pertenecientes a un sistema palustre, situado en los bordes de los lagos y muy cercanos al sistema fluvial, anteriormente descrito. La presencia de porosidad radicular en algunas capas indica una colonización por parte de la vegetación, que unida a una exposición subaérea prolongada daría lugar a la formación de caliches sobre el sustrato carbonatado. De esta manera, quedaría una amplia franja palustre paralela al lago, con abundantes plantas y permanentemente expuesta, que podría ser surcada por canales fluviales en momentos de fuerte descenso del nivel de base local. Los canales son de baja sinuosidad y presentan llanuras de inundación bien desarrolladas, con dirección dominante en las paleocorrientes ENE-OSO. En su interior transportan barras de conglomerados con una carga mayoritariamente monolítica, indicativa de la erosión de las calizas previamente depositadas. Asimismo, también pueden presentar una carga principal de oncoides y minoritaria de extraclastos. Son corrientes fluviales de escasa entidad, saturadas en carbonato cálcico. Los oncoides tendrían su origen dentro de los canales.

Esta unidad se corresponde con un régimen climático de tipo mediterráneo de marcada estacionalidad, con largas temporadas de estío interrumpidas por una estación húmeda corta, con intensas precipitaciones.

Los restos fósiles encontrados en esta unidad cartográfica no sirven para realizar dataciones. Se le atribuye por una edad Plioceno superior por comparaciones regionales.

2.2.2. Cuaternario

2.2.2.1. Problemas cartográficos

La realización del mapa geológico ha puesto de manifiesto una serie de problemas, derivados de la última etapa de la evolución del relieve, donde la reciente disección del río Jabalón juega un papel fundamental: se observan superposiciones de las unidades terciarias y cuaternarias y, por tanto, la consiguiente dificultad para identificar y/o representar unas y otras unidades cartográficas.

Se aprecia que las superposiciones se deben, principalmente, a los procesos de degradación y a la fosilización de las unidades terciarias por formaciones superficiales. En este sentido, los dos casos más frecuentes son:

- Los *conos*, *abanicos*, *glacis* y *coluviones* se presentan como películas pedregosas sobre material terrígeno rojo, atribuibles a facies marginales terciarias procedentes de la erosión de las *alteritas*. Estos relictos de facies rojas, que quedan adosados a las vertientes montañosas, constituyen el testimonio de un relleno cenozoico que alcanzó cotas superiores al nivel que hoy en día alcanzan las superficies más desarrolladas. Esas cubiertas pedregosas de morfología definida constituyen, en la mayoría de los casos, el material grueso residual, producto de la erosión selectiva de las facies marginales terciarias. Por consiguiente, se produce, desde el punto de vista cartográfico, superposición de unidades.
- Los *encostramientos carbonatados* ligados a la *superficie subestructural* dificultan el reconocimiento de los materiales afectados. Dichas costras pueden confundirse con los calcimorfos intraterciarios, de génesis posiblemente similar. En estos encostramientos se reconocen niveles nodulares con estructuras tubulares y subverticales, de manera que cuando la concentración de estos nódulos es mayor se desarrollan zonas masivas, endurecidas o pulverulentas. En la parte superior, los últimos 50 ó 100 cm, aparecen *costras laminares*, mejor desarrolladas cuanto más próximas a zonas de flujo preferente. Este nivel superior de costra es el rasgo más característico de las superficies de la región y dificulta el reconocimiento de la mayoría de las unidades cartográficas, afectando al terrígeno, margoso o carbonatado terciario, y también, a los depósitos más recientes, como ocurre con las terrazas fluviales.

El plan MAGNA actual, al presentar dos cartografías: geológica y geomorfológica, brinda la posibilidad de dar solución al problema de la superposición de procesos. Por esta razón, en los casos de superposición, se han diferenciado las unidades constituyentes del relleno terciario en el mapa geológico y las unidades ligadas a la disección fluvial en el mapa geomorfológico. Ante este criterio, en la zona de estudio se hace indispensable elaborar en primer lugar la cartografía geomorfológica, a partir de la que se extrae el mapa geológico del Cenozoico, presentando leyendas claramente complementarias.

2.2.2.2. Costras carbonatadas (21). Pleistoceno inferior-Pleistoceno medio

Esta unidad cartográfica está constituida por costras carbonatadas. Aflora a lo largo de toda la superficie de la Hoja, sobre los depósitos pliocenos y las primeras terrazas del río Jabalón. Presenta

un amplio desarrollo en los cuadrantes NO y SE y está íntimamente relacionada con las superficies de erosión características de la Llanura Manchega.

Las costras están formadas por niveles que oscilan entre el laminar de techo al nodular de la base. El nivel más visible, el laminar, presenta un aspecto bandeado, multiacintado, compacto y muy recristalizado de colores rosáceos, con espesores de 50-70 cm. Desde el punto de vista petrográfico, PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, (1988) han realizado un estudio pormenorizado de ellas identificando frecuentes repeticiones de las siguientes microfacies que por su interés aquí se transcriben:

- Microfacies inferior: Formada por un nivel o lámina de matriz micrítica con alto contenido en arcilla y materia orgánica, fundamentalmente filamentos de algas y hongos. Engloba clastos de cuarzo y de cuarcita, con pápulas y plasma rojo, todos ellos con tamaños inferiores a 0,5 mm.
- Microfacies media: Se caracteriza por presentar menor proporción de detriticos. Se observan nódulos, ooides, pedotúbulos y filamentos micritizados en su totalidad. Los ooides de esta microfacies son concreciones mayores de 2 mm, formados por un intraclasto en su núcleo y envueltas de capas micríticas de arcilla parda o de filamentos algales. A veces, puede haber una recristalización entre los nódulos y los ooides, lo que lleva consigo la eliminación previa de la arcilla.
- Microfacies superior: Constituida, esencialmente, por micrita y arcilla. Presenta materia orgánica en filamentos de tendencia horizontal, dando lugar a una microtextura en “almohadillas”.

Las microfacies inferior y media son de origen sedimentario, mientras que la microfacies superior es de origen edáfico. Las tres constituyen un ciclotema de naturaleza edafo-sedimentaria de escala centimétrica, que puede repetirse en su totalidad o faltar alguna microfacies. Esta puede erosionar a las microfacies superior y media de ciclotemas anteriores. En estos casos se identifican superficies erosivas y procesos de colapso, anteriores a la litificación del material. En estas facies se observan fracturaciones que cortan a las estructuras sedimentarias heredadas. Las fracturaciones se generan en distintas etapas, durante la litificación y posteriormente a la misma, originando grietas verticales en cuña que son rellenadas por caliza esparítica. Esto le confiere un aspecto radiado en abanico a las facies de costra laminar.

Se trata de una costra zonal, donde las algas y los hongos son los sujetos fijadores y redistribuidores del material fino al final de cada ciclo deposicional. Con posterioridad a este episodio, se produciría la litificación y fracturación en cuña, seguida por una etapa de epigénesis de los clastos cuarcíticos por carbonato (PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, 1988).

Los niveles con textura nodular responden a un encostramiento por concentración de nódulos de carbonato. Cuando la concentración de nódulos es mayor se desarrollan zonas de costras masivas. Estas facies masivas pueden ser pulverulentas o endurecidas, en función del grado de cementación. Litológicamente, el material calizo de estas facies está constituido principalmente por margas blanquecinas y rosáceas.

Esta unidad alterítica está ligada a las fluctuaciones de niveles freáticos y relacionada con las llanuras más generalizadas del modelado actual. Por posición morfoestratigráfica, se viene considerando de edad Pleistoceno inferior-Pleistoceno medio. Sella el techo de la sedimentación terciaria e indica el comienzo de la degradación del relleno de la cuenca antes de ser capturada.

2.2.2.3. Conglomerados, arenas y limos (22). Terrazas. Pleistoceno medio-Holoceno

Son pocas las terrazas representadas en la Hoja. Principalmente, cuatro generaciones de depósitos solapados, escalonados y adosados a los márgenes del río Jabalón. Muestran problemas de observación y por tanto de identificación y separación de otros depósitos de características litoestratigráficas similares, en concreto, de los sedimentos terrígenos terciarios.

Se trata de cuerpos tabulares de escaso espesor y extensión lateral. Presentan el límite inferior erosivo y canalizado, remarcado en la mayoría de los casos por la presencia de clastos de la unidad infrayacente. En la base aparecen ortoconglomerados, cementados a techo. La matriz es arenosa con bajo contenido en limos y color ocre-rojizo (10 R 6/6), y los clastos, de naturaleza variada, son de caliza, cuarcita, arenisca, pizarra y cuarzo. El tamaño medio es de 4 a 7 cm y la forma subangulosa a subredondeada. Internamente, presentan estratificación cruzada en surco con una amplitud de los surcos de hasta 3 m y una altura de 1-2 m. Con frecuencia aparecen clastos con el eje "b" imbricado. Las paleocorrientes medidas en ellos marcan una dirección N 120-N 140. Hacia techo, estos conglomerados pasan gradualmente a facies arenosas. Tienen un tamaño de grano de medio a grueso, con un alto porcentaje de limo en la matriz. El color es variable con tonos ocre y rojizos (10 YR 5/4) y presentan algunos cantos dispersos. Aparecen masivas y sin estructuras sedimentarias aparentes, con presencia de rasgos edáficos como rizocreciones y nódulos de carbonato de hasta 3-4 cm, cutanes de óxidos de hierro-manganeso (más importantes a techo) y la formación de agregados texturales de tipo prismático de hasta 4-5 cm de tamaño. Finalmente, en la parte superior de la secuencia, aparecen limos arenosos en tránsito gradual desde las arenas. Tienen colores rojizos (5 YR 5/6). Internamente son masivos, dominados por facies Fm y con los mismos rasgos edáficos que los definidos anteriormente para las arenas, pero más abundantes. El nivel de terrazas más alto muestra esta misma secuencia fuertemente cementada por carbonato cálcico.

Los canales responsables de estos depósitos de terrazas, incluyen barras transversales de gravas, indicando un momento energético alto. En una fase posterior de migración y abandono del canal, se depositan las arenas masivas y los limos, que son fuertemente bioturbados. En condiciones de máxima saturación de carbonato, se produciría la cementación de estos depósitos fluviales. Las paleocorrientes marcan una dirección del flujo hacia el SO.

Por posición morfosedimentaria, se atribuyen al Pleistoceno medio-superior.

2.2.2.4. Gravas, arenas y limos (23). Abanicos y/o conos de deyección (26). Conos de deyección recientes. Pleistoceno superior-Holoceno

Se trata de pequeños aparatos coalescentes controlados por el régimen hídrico y los cambios de pendiente en las vertientes de las sierras paleozoicas. La denudación de estas sierras por arroyada concentrada, origina una acumulación de gravas, arenas y limos con fuertes tonalidades

rojizas. El depósito de estos materiales tiene lugar en las desembocaduras de los barrancos colectores de las pequeñas cuencas de recepción desarrolladas sobre las sierras. Al igual que la unidad anterior, están mejor representados en los cuadrantes septentrionales de la Hoja.

No existen cortes naturales de estos depósitos, observándose en superficie un extenso canturreal suelto, con predominio de cantos de cuarcita envueltos en una matriz areno-limosa roja. El centil es de 15 cm, apreciándose una clara disminución del tamaño de los clastos, así como en su índice de redondeamiento, hacia las zonas más distales.

Se han diferenciado dos generaciones en función de su antigüedad, aunque hay que resaltar la funcionalidad actual de la mayoría de ambos grupos.

2.2.2.5. Gravas, arenas y limos (24). Glacis. Pleistoceno superior-Holoceno

Los depósitos de glacis tienen una composición similar a los depósitos de abanicos y/o conos de deyección. Las diferencias entre ellos residen en los aspectos morfológicos.

Tampoco existen cortes naturales de estos depósitos, que en planta aparecen como acumulaciones de clastos de cuarcitas, heterométricos y subangulosos sin apenas matriz, constituyendo delgadas películas de material suelto.

2.2.2.6. Paraconglomerados, arenas, arcillas y gravas (25). Coluvión. Pleistoceno medio-Holoceno

Esta unidad, constituida por acumulaciones por gravedad en las vertientes de las sierras y cerros paleozoicos, tiene su máxima representación en la mitad septentrional de la Hoja. Aparece representada por cuerpos sedimentarios de cerca de 400 m de continuidad lateral y espesores inferiores a los 5 m. Su base es erosiva, tendente a planar y sin canalizaciones. Está formada por paraconglomerados de color rojo (10 R 4/6), empastados en una matriz arcillo-arenosa. Los clastos que por orden de abundancia están dominados por cuarcita, pizarras y cuarzos, tienen una forma subangulosa a subredondeada con bordes algo redondeados. El centil es de 25 cm y el tamaño medio es de 8-10 cm. Internamente, aparecen masivos y desorganizados con facies Gms dominantes. En la parte superior se registra un aumento progresivo de rasgos edáficos, como rizolitos de hasta 4-5 cm. Sobre ellos se dispone el suelo actual, que en la base presenta una capa arcillosa de color rojo intenso y una capa superior de gravas.

2.2.2.7. Gravas, arenas, limos y arcillas (27). Aluvial y/o fondo de valle. Holoceno

Se ha diferenciado dentro de esta unidad los aluviones actuales del río Jabalón y los depósitos que constituyen el fondo de valle de los tributarios de orden menor.

La llanura aluvial del Jabalón está constituida por limos y arcillas carbonatadas procedentes, principalmente, de la erosión de los afloramientos triásicos del Campo de Montiel. A veces arenosos, de tonos rojos y violáceos, contienen en su base hiladas de gravas de cuarcita, cuarzo, pizarras y calizas de 2 a 4 cm de diámetro. El borde de canal muestra barras de gravas y arenas que presentan una estructura interna con imbricaciones y estratificaciones cruzadas insinuadas.

Los depósitos de fondo de valle tienen una composición más variable, influida por la naturaleza litológica de los materiales que atraviesan, siendo frecuentes, según zonas, los clastos pizarrosos o de roca caliza. La potencia de estos depósitos no superan los 2 m.

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-Alcúdice 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 Centroibérica (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 (s.l.), 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 Valdepeñas, 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 PREHERCÍNICAS

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 antigüedad:

Discordancia Cadomiense (MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 2001; GUMIEL *et al.*, 2002), situada a techo de la Serie Negra (ALIA, 1963) y muro de la Formación Urrea (GONÇALVES, 1971), ¿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 Urrea 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, 1983; ÁLVAREZ-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 ple-gamiento prediscordancia. La edad de estos movimientos sería Vendienne (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 ÁLVAREZ-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, *op. cit.*) salvo en alguna zona puntual (ROBLES y ÁLVAREZ-NAVA, 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 Valdepeñas

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 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 del Río (Ordovícico Inferior), 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 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.

3.3. DEFORMACIONES HERCÍNICAS

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 pluri-kilométricos vergentes al NE, con ejes de dirección NO-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 Paraautoctona (MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, *op. cit.*), la cual se correspondería con el Dominio de los Pliegues Verticales (*sensu stricto*) 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 (S2); 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 (MONTEREÍN y PÉREZ ROJAS, 1985; NOZAL y PÉREZ ROJAS, 1985) o Los Yébenes (VÁZQUEZ *et al.*, 1992) donde se han identificado estructuras planares (S2) 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 (S3) que se observa claramente en las áreas con buen desarrollo de la S2, pero que puede no observarse cuando falta esta esquistosidad o cuando coincide el plano de aplastamiento de F3 con la S1, 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 crenulación S3 (DÍEZ BALDA *et al.*, 1990; VILLAR *et al.*, 1992).

La evolución estructural en el Dominio de los Pliegues Verticales (*sensu stricto*) 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 la 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) 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 stricto*).

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).

3.3.2. Deformaciones Hercínicas en el contexto de la Hoja de Valdepeñas

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 la fábrica, de las rocas de la Hoja de Valdepeñas y/o de su entorno que se encuadra plenamente en el sector comprendido entre las fallas de Toledo (por el N) y Puente Génave-Castelo de Vide (por el S) del 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 generalizada y metamorfismo de bajo grado; también se detectan, localmente, estructuras dúctiles que afectan a la etapa anterior y que corresponden a la segunda etapa de deformación y se reconoce una cuarta etapa de deformación posterior, más suave que las anteriores. La fracturación, desarrollada

casi siempre en condiciones frágiles, puede generarse o reactivarse a lo largo de todo el Hercínico. 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 deformación (F_1)

Este episodio tectónico es el más importante en el contexto de la Hoja porque genera su macroestructura (al igual que en todo este sector del 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 uno marca las principales directrices estructurales, definidas principalmente por pliegues de escala kilométrica, simétricos, con planos axiales subverticales o con ligeras vergencias a ambos lados y ejes subhorizontales con dirección ONO-ESE que cambian a E-O e incluso a ENE-OSO en el borde oriental.

Estructuras mayores y menores

La primera fase de deformación tiene una distribución homogénea aunque en gran medida está reorientada por las etapas tardihercínicas (Fig. 2).

Al norte de la Hoja se observan, parcialmente, las terminaciones periclinales de Sierra Prieta al oeste y de la Sierra de los Bailones al este, que corresponden probablemente a una única estructura antiformal de longitud y anchura plurikilométricas que cabecea en sentidos opuestos bajo los materiales cenozoicos, en el primer caso al E y en el segundo al OSO. En líneas generales esta macroestructura, de eje subhorizontal en su mayor parte y plano axial verticalizado, está constituida por materiales del Paleozoico Inferior.

En el sur de la Hoja, núcleo del Sinforme Valdepeñas, la macroestructura está definida por los tramos arenoso-cuarcíticos de la parte alta del Ordovícico Medio y la parte baja del Ordovícico Superior, concretamente por las Cuarcitas Botella y por los Bancos Mixtos (Arca).

Inmediatamente al sur de la citada localidad, se tiene el Sinclinal de Madero-Boquilla-Marisanches, de longitud plurikilométrica y anchura hecto-kilométrica, con su flanco sur afectado, a partir del Río Jabalón y hacia el este, por la Falla de Capilla. Este sinclinal es de eje subhorizontal y plano axial verticalizado, aunque cabecea un poco al SO de La Jarosa.

El Anticlinal de Argamasilla es una estructura muy condicionada por la Falla de Capilla. Al oeste del Río Jabalón la citada falla corta la estructura anticlinal haciendo desaparecer parcialmente sus flancos; al este del río lo hace desaparecer por completo. El tramo aflorante es de longitud hecto-kilométrica, anchura hectométrica y plano axial verticalizado.

El Sinclinal de Cerro del Águila-Cerro Mojón-La Jarrilla es una estructura de longitud plurikilométrica y anchura hecto-kilométrica, cuyo eje, con frecuentes cabeceos, tiene orientación E-O en el borde occidental y en el centro y OSO en el borde oriental (La Jarrilla). Como el anticlinal anterior, este sinclinal también está muy condicionado por la Falla de Capilla, así al oeste del Río Jabalón su flanco norte está parcialmente afectado, pero al este ese mismo flanco puede desaparecer.

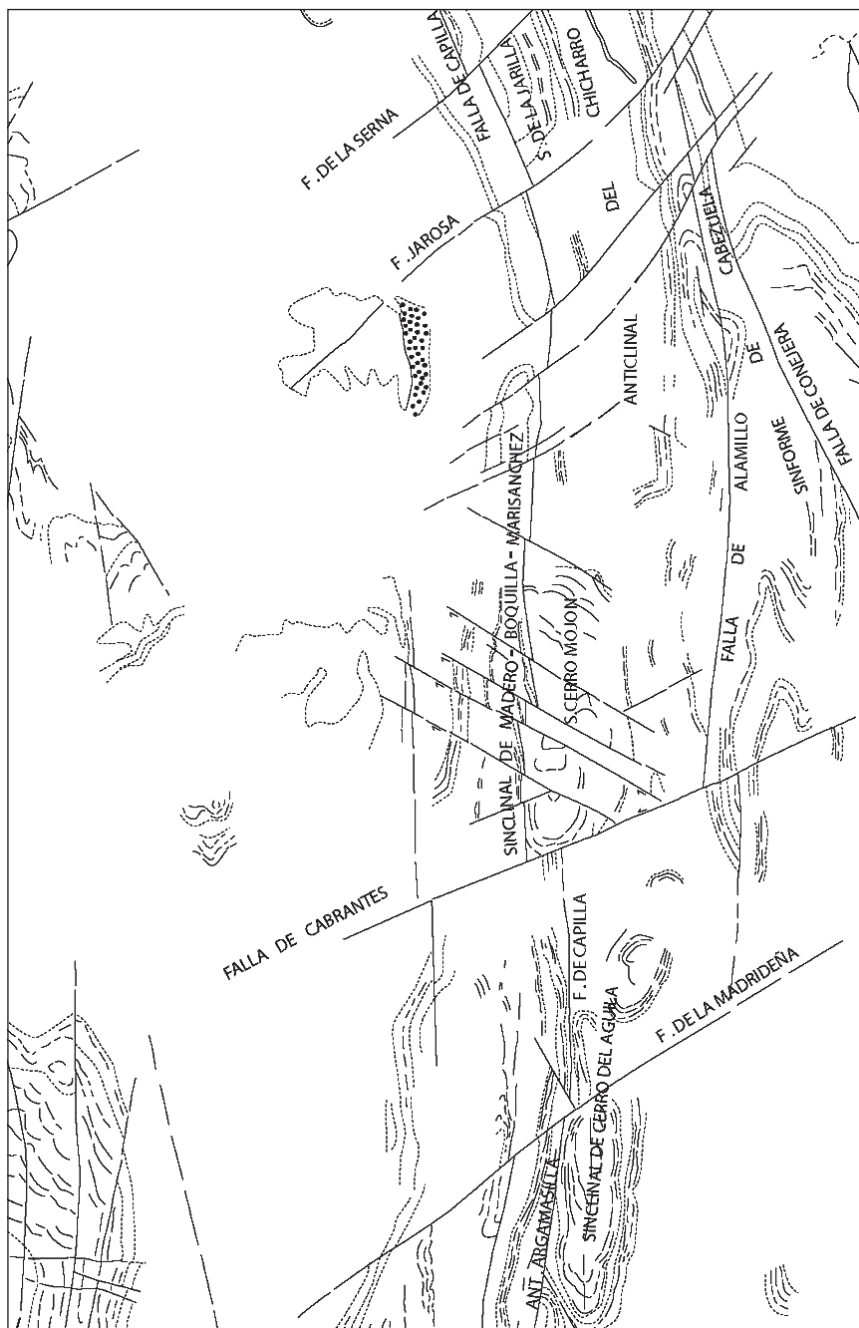


Fig. 2.- Esquema tectónico.

Más al sur está el Anticlinal de Chicharro, que se observa bien al este de la Hoja y que probablemente se bifurca al oeste del Río Jabalón; tiene longitud y anchura kilométricas y cierra periclinalmente a la altura de la Presa de Cabezuela. El eje del pliegue, en su mayor parte de tendencia subhorizontal, tiene dirección OSO-ENE y plano axial verticalizado. Hacia el este, aunque ligeramente fuera de la Hoja, se desconoce su recorrido debido a los recubrimientos cenozoicos.

Por último tenemos el Sinforme de Cabezuela que es una estructura bifurcada, compleja, de dirección aproximada E-O u OSO a ENE, cuyos flancos están condicionados por dos importantes fallas que divergen hacia el SO: al norte la Falla de Alamillo con dirección E-O a ENE y al sur la Falla de Conejera con dirección OSO a ENE.

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

Los pliegues menores son escasos y de irregular distribución. No se observan pliegues de arrastre en los flancos de las estructuras mayores ("drag folds") por lo que hay importantes tramos cartográficos sin ellos. La única formación en la que se reconocen estas estructuras son las alternancias de areniscas y pizarras de los Bancos Mixtos, en un corte ubicado en el extremo oriental de la Hoja y más concretamente en el Arroyo del Buey (Ctra. de Valdepeñas a Cózar). La concentración de pliegues en el citado corte está propiciada por la litología (comportamiento "multi-layer" de las alternancias) y también por su proximidad a una charnela de pliegue mayor.

La forma de las superficies plegadas es la misma que la de los pliegues mayores y se puede hacer extensiva a la primera fase de deformación. En los Bancos Mixtos la mayor parte de los pliegues tiene tamaño decamétrico, son escasos los métricos y no existen a menor escala; la longitud de onda es decamétrica y la amplitud métrica; son pliegues simétricos, cerrados (FLEUTY, 1964), de las clases 3D y 3E (HUDLESTON, 1973); la competencia y/o espesor de las capas arenosas determina la geometría y el comportamiento del pliegue, que en este caso se asocia a la clase 1B (RAMSAY, 1967). En otros materiales como las Pizarras del Río los pliegues observados son muy suaves con formas que se aproximan a la clase 1D (HUDLESTON, 1973).

La esquistosidad S1, muy débil, se reconoce en la mayor parte de los afloramientos con materiales detríticos finos y también en las alternancias de areniscas y pizarras en zonas próximas a charnelas; la dirección varía de oeste a este, de 90°-110° E a 60°-70° E, con buzamientos bastante verticalizados (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 (ocasionalmente) 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 (F_2)

Se ha detectado la evidencia de una deformación de carácter dúctil, al norte de la Hoja (Ctra. de Valdepeñas a La Solana), reflejada, sobre todo, en los deficientes afloramientos de las Pizarras del Río y en los tramos limolíticos del techo de la Formación de Base en la Sierra de los Bailones; también parece detectarse su influencia, en otros sectores, en los términos pizarrosos de las diferentes formaciones ordovícicas de la Hoja, aunque solo es reconocible en algunas láminas delgadas. En general esta deformación, que afecta a la primera fase descrita anteriormente, se reconoce en el campo (norte del mapa) como una esquistosidad (S_2) de carácter nortea-do (por el plegamiento de fase cuatro) y buzamiento muy tendido (en torno a los 30°). En esta zona y a escala del afloramiento, la S_2 es una estructura penetrativa que oblitera a la esquistosidad de primera fase (S_1).

La observación en lámina delgada de esta estructura permite detectar procesos de blastesis de bajo grado en minerales de moscovita, clorita y biotita, no superándose en ningún caso blastesis de mayor grado que las que implican la formación de biotita.

La esquistosidad (S_2) ha sido descrita en áreas relativamente próximas, más meridionales, como son las Hojas de Sta. Elena (862), Aldeaquemada (863) y Venta de los Santos (864) en las que se vincula a un accidente de escala regional denominado Zona de Cizalla Extensional Puente Génave-Castelo de Vide (MARTÍN PARRA *et al.*, 2006).

Si se contrasta el desarrollo de S_2 de la Hoja de Valdepeñas con el observado a lo largo de la banda de cizalla Puente Génave-Castelo de Vide en áreas donde la deformación de fase dos es progresivamente más fuerte, como por ejemplo la Hoja de Venta de los Santos (864), se percibe que la esquistosidad de segunda fase detectada en Valdepeñas podría estar relacionada con la etapa extensional que dio lugar al desarrollo de la falla a la que se asocia la zona de cizalla Puente Génave-Castelo de Vide caracterizada *sensu lato* por una foliación muy penetrativa, una ausencia generalizada de pliegues menores y una deformación más intensa que la de la primera fase.

La 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 una etapa extensional posterior a la primera fase de deformación de este sector del Dominio de los Pliegues Verticales de la ZCI. Esta zona de cizalla, con estructuras dúctiles, metamorfismo y magmatismo asociados, se ha correlacionado con la segunda fase de deformación del sector de Salamanca (MATAS *et al.*, 2009); si bien en aquel sector la F_2 es extensional dúctil de movimiento de techo paralelo a la cadena, plegada por la F_3 y la F_4 , mientras que en este es una extensional dúctil-frágil de movimiento de techo perpendicular a la cadena, correlacionable con la Banda Milonítica de Toledo, que es posterior a la F_3 de Salamanca.

3.3.2.3. Tercera fase de deformación (F_3)

No se han detectado en esta Hoja evidencias de la existencia de macro ni mesoestructuras que correspondan con seguridad a esta etapa de deformación, debido a que la fase tres es homoaxial con la fase uno (coincide el campo de acortamiento). Debido a esta homoaxialidad la única estructura reconocible y susceptible de plegarse durante la fase tres es la esquistosidad generada durante la fase dos (S_2). Allí donde se puede localizar y medir la esquistosidad S_2 , sobre todo en los deficientes afloramientos del norte de la Hoja, no parece estar reorientada por la fase tres pero, esporádicamente, en alguna lámina delgada se reconoce un clivaje de crenulación bastante espaciado que la afecta (S_3) y que podría atribuirse a esta fase.

En el entorno regional de este trabajo la tercera fase es algo más evidente y la estructura que mejor se reconoce 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 180° - 120° , longitud de onda métrico-decamétrica, amplitud decimétrica, plano axial vertical y sin esquistosidad asociada.

3.3.2.4. Cuarta fase de deformación (F_4)

Esta etapa de deformación, más débil que las anteriores, tiene en esta zona poca 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.

Se puede detectar su presencia en varios puntos de la Hoja. Al norte en las terminaciones periclinales de Sierra Prieta y de la Sierra de los Bailones, en el centro en los Sinclinales de Boquilla, Marisanches y La Jarrilla y un poco más al sur en los Sinclinales de Cerro de las Cabezas y Cerro Mojón.

La estructura 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.

En las formaciones del Ordovícico Medio, principalmente en las Cuarcitas Botella, aparte de los abombamientos se observan, en el centro y este de la Hoja, algunas fracturas de dirección NO-SE con componente senextro y sus conjugadas NE-SO y componente dextro que pueden atribuirse a esta fase.

Por otra parte algunas fracturas plurikilométricas de componente normal, de esta Hoja, con dirección E-O o también OSO-ENE, que cortan a las estructuras de primera fase o hacen aflorar la cizalla extensional de fase dos, podrían ser rejugos o reactivaciones de la fracturación prehercínica y corresponder por lo tanto a la cuarta fase de deformación.

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 otro lado 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 dos sistemas principales: fracturas de dirección O-E que hacia el centro-este de la Hoja cambian ligeramente el rumbo a ENE y fracturas NNO-SSE con sus conjugadas NNE-SSO.

Las fracturas que corresponden al primer sistema son verticales y de recorrido plurikilométrico; la dirección O-E se modifica a la altura del Embalse de Cabezuela donde el rumbo pasa a ser ENE. Ocasionalmente llevan asociadas brechas de falla frágiles y casi siempre 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 un flanco e incluso el pliegue completo como es el caso de las fallas de Alamillo, Capilla y Conejera.

En el orden temporal es difícil ubicarlas con precisión; 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 3.2.1. y 3.2.2.). A su vez, en la Hoja contigua de Villanueva de los Infantes (813), se han reconocido rejugos alpinos de este sistema. Por otra parte, es muy probable que las zonas de debilidad generadas por ellas hayan favorecido las intrusiones del Plutón de Valdepeñas y de los diques de pórfido granítico, seguramente relacionados con él.

El segundo sistema de fracturación de dirección NNO-SSE y su conjugado NNE-SSO está representado en esta Hoja y en todo el Macizo Ibérico meridional (MORENO, 1977; PILES y NOZAL, 1989; MATAS *et al.*, 2005).

Este sistema es probablemente posterior al anterior y está representado a todas las escalas. Se trata de dos conjuntos de fracturas frágiles; el más evidente, de dirección NNO-SSE, tiene componente de desgarre senestro mientras el otro, peor representado, con dirección NNE-SSO tiene componente de desgarre dextro; en ambos casos son de recorrido plurikilométrico y desplazamiento variable métrico-hectométrico, que en la mayoría de los casos no puede observarse con claridad.

Este sistema conjugado responde a una compresión máxima E-O y extensión N-S. Ligado al mismo hay una actividad hidrotermal de baja temperatura que suele rellenar las fracturas NO-SE; estos rellenos aparecen en todo el Macizo Ibérico meridional y con frecuencia van acompañados de sulfuros.

Tanto este sistema como el anterior tienen una importante reactivación alpina.

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 de este sector afecta a los depósitos del Cülm de la Hoja de Beas de Segura (886), cuya edad es Tournaisiense superior-Namuriense inferior (Misisipiense) (FERNÁNDEZ GIANOTTI *et al.*, 2014). Teniendo en cuenta la datación realizada por LEUTWEIN *et al.* (1970) en la Granodiorita de Fontanosas (post-fase uno) a la que atribuyen una edad de 302 +/- 7 m.a. (Estefaniense C) solo se puede decir que su edad es Pensilvaniense).

Tanto la segunda como la tercera son anteriores a los materiales continentales, discordantes, del Westfaliense D superior-Estefaniense (Pensilvaniense medio-superior), por lo cual su edad, así como la de la primera fase, debe de estar comprendida entre el Namuriense superior y el Westfaliense C (Pensilvaniense inferior-medio), si bien, más al S de esta Hoja, 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 (319 ± 5 Ma, MONTERO *et al.*, en prep.), y anterior al granito de La Haba (314.2 ± 1.9 Ma, CARRACEDO *et al.*, 2009) y a la fase 4 (esta última la pliegue); por tanto se desarrollaría alrededor del Namuriense superior.

3.4. DEFORMACIONES ALPINAS

La falta de registro mesozoico y de gran parte del cenozoico impide que se puedan sacar consecuencias directas sobre el tipo de deformación alpina sufrida en la región. Solo se dispone del comportamiento de un basamento rígido y fragmentado como referencia. Si se recurre a los contextos alpinos más próximos como la Llanura manchega y la Sierra de Altomira, hay que suponer la existencia de varias fases de deformación: intraeocena superior-finioligocena, miocena inferior, intravallesiense y pliocenas, sobre todo la primera y la penúltima. En el Campo de Montiel se deducen para el Oligoceno-Mioceno inferior y el superior, con suaves pliegues de dirección E-O y N110-120 y fracturas E-O y NE-SO (PORTERO *et al.*, 1989). La existencia en esta comarca, de estructuras de plegamiento asociada a fracturas normales o inversas es la consecuencia de la atenuación progresiva hacia el noroeste del orógeno Bético (RINCÓN, 1999). Para este autor estas estructuras de plegamiento del Campo de Montiel ENE-OSO o E-O y sus fracturación asociadas, inversas sintéticas y normales orientadas (ENE-OSO o NO-SE), tienen un doble origen: relacionable con la estructuración y con la atenuación del orógeno bético. Son además la expresión superficial de la reactivación de fracturas del basamento hercínico de esa misma dirección.

Para RINCÓN (1999), estas deformaciones, sucedidas a escala litosférica, presentan una clara expresión morfológica, hidrológica e hidrogeológica, consecuencia de una acomodación preferente ONO-ESE, NO-SE, NNE-SSO a partir de fallas direccionales, NE-SO para fallas inversas y NO-SE y NE-SO según fallas normales.

Hace años, PÉREZ GONZÁLEZ (1981) ya indicó que en la reactivación de antiguas fracturas juegan un importante papel las direcciones submeridianas y las transversas que van de E-O a NE-SO en el Neógeno superior (Mioceno superior/Plioceno inferior) y, también que es durante el Plioceno inferior/superior, cuando se producen los procesos distensivos béticos que dan lugar a los surcos subsidentes manchegos. Las deformaciones que dicho autor señala en el registro plioceno del Campo de Calatrava, no han sido observadas por nosotros y, las encontradas anteriormente por MOLINA (1975), ligadas a los depósitos relacionados con materiales volcanosedimentarios, estamos de acuerdo con la reinterpretación de PORTERO *et al.* (1989) que las señala consecuencia local de la propia actividad volcánica, abombamientos y colapsos. También es rechazable la atribución de una fase tectónica al emplazamiento de depósitos tipo raña en la región; ni aquí ni en otros lugares existen argumentos sólidos en presuponerla (MARTÍN-SERRANO, 2008). Definitivamente, se admite que es el citado orógeno alpino el que define la cuenca manchega y sus prolongaciones en el Campo de Calatrava, mediante una compartimentación de carácter extensional que fragmenta el basamento según fallas de desgarre y normales, preferentemente NNO-SSE y ENE-OSO y fundamentalmente E-O. Los desgarres asociados ENE-OSO y NNO-SSE son lineamientos kilométricos fácilmente identificables en imágenes de satélite. La cuenca manchega y las menores del Campo de Calatrava tienen la misma orientación que la primera de ellas. De hecho GALLARDO (2004) señala que estas últimas cuencas están limitadas por fallas que combinan saltos en dirección y normales, resultando estructuras preferentemente ENE-OSO pero con combinaciones ortogonales. También las fallas normales E-O son reconocibles por constituir los bordes meridionales de algunas cuencas. Así para dicho autor una falla normal N90/100E es la que delimita por el sur, tanto la cuenca de Argamasilla como la del Ojalén, en este caso fuera de la Hoja.

El vulcanismo de esta comarca se relaciona con esa fracturación pues los numerosos centros de emisión se alinean según dos direcciones NN135-150E y N40E-N80E (BARRERA, 1996). El citado vulcanismo se relaciona con una falla transformante situada entre la cordillera Bética y la Meseta (DOBLAS *et al.*, 1991), con un modelo extensional asociado a un "rifting" (LÓPEZ RUIZ *et al.*, 1993), o con flexuras litosféricas que involucran al Manto, también consecuencia del erógeno Bético (RINCÓN y VEGAS, 1996). Según estos últimos, la atenuación del campo bético reactiva las directrices preferentes NO-SE, NE-SO, ENE-OSO y NNE-SSO, bien como fallas direccionales o como macrodiscontinuidades como la que denomina Zona de fractura del Guadiana, accidente que es el que realmente favorece la extrusión del magma a la superficie, concretándose preferentemente NO-SE, NE-SO, ENE-OSO y NNE-SSO. En definitiva que se trataría de una prolongación de esfuerzos transmitidos desde las Béticas hacia el antepaís que en su atenuación produce una etapa distensiva que origina el ascenso magmático y la subsidencia sedimentaria.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

La Hoja de Valdepeñas se localiza en el borde sur-oriental del Macizo Hespérico Meridional, más concretamente en las estribaciones orientales de la gran unidad morfoestructural que definen los Montes de Toledo y el Campo de Calatrava, junto al borde meridional de la llanura

cenozoica de La Mancha y en las proximidades de la estructura mesozoica tabular del Campo de Montiel.

El relieve es en general poco accidentado. La red fluvial que afecta a la región forma parte de la cuenca hidrográfica del Jabalón. Dicho río procede del Campo de Montiel, atraviesa el sur del Campo de Calatrava y confluye con el colector principal de la región, el río Guadiana, al oeste de la provincia de Ciudad Real, cuando ambos ya discurren encajados en pleno dominio hercínico. El río Jabalón se instala sobre un amplio valle de 6 a 15 km de anchura, limitado por sierras cuarcíticas, que se elevan unos 200-300 m por encima de la superficie de La Mancha. Son sierras paralelas y orientadas E-O y SE-NO, con una isoaltitud de cumbres que se pone de manifiesto cuando se tiene una visión panorámica. Aunque el recorrido de este río presenta una trayectoria E-O muy marcada, en la parte central de la Hoja muestra una dirección N-S, dirección que se repite en otros puntos de su tramo medio, al evitar ciertos accidentes orográficos interpuestos en su camino.

Los arroyos que alimentan al río Jabalón son escasos, poco incisivos y de circulación estacional. Destacan los arroyos de la Veguilla y de la Jarosa en el centro de la Hoja. En el cuadrante suroriental, los arroyos del Buey y de los Hijos son los principales afluentes secundarios; ambos desaguan en el embalse de Mari Sánchez (La Cabezuela), construido sobre el cauce principal del río. En el arroyo del Buey y a 1,5 km de distancia del embalse de Mari Sánchez, se encuentra el embalse de la Jarilla, de dimensiones muy inferiores al anterior. En la parte más occidental de la Hoja cabe destacar los arroyos de las Casas de Madero, de la Pata del Caballo y de las Fuentes. Toda la red secundaria presenta cortos recorridos que no superan los 10 km de longitud.

El arroyo del Peral que atraviesa el cuadrante NE de la Hoja, constituye la red secundaria de mayor longitud y entidad. Procede de Villanueva de los Infantes y está próximo a ser capturado por otro afluente del río Jabalón al NO de la zona de trabajo.

En general, el relieve de la Hoja puede ser considerado como una extensa planicie ligeramente escalonada, con cotas ascendentes hacia el este, que van desde los 680 a 780 m, e interrumpida por elevaciones montañosas aisladas y por sierras alomadas y paralelas entre sí que alcanzan los 750 y 1.000 m de altitud. La cota máxima, 1.010 m, corresponde al Cerro Montoso, pico más alto de la Sierra de los Bailones situada en el límite norte del cuadrante NE.

El clima es Mediterráneo Continental (templado seco), con una temperatura media anual de 11,5° C y con una amplitud de variación de -10 °C a +40 °C, siendo julio y agosto los meses más calurosos, y diciembre y enero los meses más fríos. Las precipitaciones medias anuales son normalmente inferiores a 400 mm.

4.2. ANTECEDENTES

No existen referencias geomorfológicas concretas de la zona, y las que se conocen son escasas y están referidas a aspectos regionales. Primeramente destacan como antecedentes regionales de carácter general referido a estas u otras zonas próximas, GÓMEZ DE LLARENA (1916), HERNÁNDEZ-PACHECO (1932), DANTIN (1932), SOLÉ (1952) y MUÑOZ (1976). Más reciente es el estudio del Plioceno y del Cuaternario del Campo de Calatrava (MOLINA, 1975), donde se

definen distintos aspectos morfológicos de este y de la Llanura Manchega, distinguiendo dos niveles de superficies de erosión encostradas, entre los que sitúa los depósitos de la Raña. La amplísima aportación de PÉREZ GONZÁLEZ (1982) al estudio de la Llanura Manchega es también de gran interés puesto que establece una disposición organizada de la mayoría de sus elementos morfosedimentarios. Probablemente la información de mayor interés, es la contribución cartográfica, años atrás, de este mismo Proyecto con la elaboración de las hojas de Ciudad Real, Daimiel, Manzanares y Almagro (PORTERO *et al.*, 1988; PORTERO *et al.*, 1988; RAMÍREZ *et al.*, 1988; RAMÍREZ *et al.*, 1988) pues se realizan numerosas precisiones estratigráficas y estructurales de los sedimentos neógenos de la región, contribuyendo además al conocimiento detallado de las formas y depósitos cuaternarios, estableciendo la evolución del relieve en amplios sectores del Campo de Calatrava y de la Llanura Manchega. También merece destacarse, por su proximidad y por su aportación al estudio de la geomorfología volcánica del Campo de Calatrava el trabajo de POBLETE (1995).

4.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

En este apartado se realizará un análisis de las formas del relieve desde un punto de vista estático, pero considerando al mismo tiempo los aspectos endógenos y exógenos del relieve; es decir, teniendo en cuenta la influencia que ejerce la naturaleza y disposición de los materiales (morfoestructura) y la acción de los agentes externos sobre estos materiales ya existentes (sistemas morfogenéticos).

4.3.1. Estudio morfoestructural

4.3.1.1. Marco y unidades principales

La zona de estudio se localiza en el borde sur-oriental de la Meseta, concretamente en las estribaciones orientales del Campo de Calatrava en su tránsito con la Llanura Manchega. Esta, se extiende, de E a O, desde el valle del río Júcar hasta Ciudad Real (PÉREZ GONZÁLEZ, 1982), donde es fronteriza con el Campo de Calatrava. Sus límites son los relieves más o menos accidentados de Montes de Toledo al norte y del Campo de Montiel, Sierra Morena y Sierra de Altomira al sur. Su límite con el Campo de Calatrava resulta difícil de establecer, pero podría fijarse en la línea que une los afloramientos volcánicos más orientales de las Hojas de Almagro y Daimiel, por ser una zona de transición donde se pueden observar características intermedias de ambas unidades morfoestructurales. Para el autor anterior, esta zona de transición ocupa gran parte de la Llanura Manchega Occidental. La Hoja de Valdepeñas queda ubicada en la parte más meridional de esa zona de transición.

El relieve de la zona de estudio consta de dos elementos principales determinados por el sustrato geológico: las sierras o pequeñas elevaciones constituidas por el basamento paleozoico y los valles o zonas deprimidas conformadas sobre los materiales cenozoicos.

En el sustrato paleozoico se definen alineaciones de crestas cuarcíticas, orientadas ONO-ESE. Estas alineaciones, generalmente de carácter alomado, reflejan las características estructurales del basamento, tanto en orientación y rumbo como en la arquitectura del plegamiento. Son

relieves diferenciales, de carácter residual, que muestran una morfología de tipo apalachiano. Al igual que en otros lugares del Macizo Ibérico, la constancia de estas alineaciones aparece rota y ligeramente desnivelada por la fragmentación alpina, más o menos oblicua a las sierras paleozoicas.

En las zonas más deprimidas de este paleorrelieve, rellenas por sedimentos cenozoicos, se observan elevaciones residuales de resistencia de tipo inselberg. Muestran morfología cónica, en algún caso, muy llamativa por su posición central como el del Cerro de La Jarosa, articulada con las zonas más deprimidas mediante vertientes en glacis muy bien desarrollados. Lo más frecuente es que estos apuntamientos cónicos aparezcan, desgajados de la masa principal, próximos a las crestas cuarcíticas de las sierras paleozoicas.

La cobertera cenozoica, alojada en las depresiones del paleorrelieve impreso sobre el basamento, presenta un modelado plano, esencialmente tabular, debido a la disposición horizontal o subhorizontal de los sedimentos terrígenos y carbonatados que la conforman.

4.3.1.2. Formas o elementos

Las formas estructurales que aparecen sobre el basamento paleozoico son crestas, cuestas, *chevrons* y resaltes de capa. Estos elementos, muy frecuentes en el paisaje, se presentan en la mayoría de los casos poco señalados o muy suavizados. Muchos de ellos se muestran arrasados y aplanados, por ello en el mapa geomorfológico no se señalan como crestas estructurales, y se enfatiza más su carácter exógeno o morfodinámico, como el de “superficie de cumbres”.

En el otro dominio, el cenozoico, las formas más destacadas son los replanos estructurales, que constituyen tablas calcáreas subhorizontales con escarpes inferiores a 10 m de altura. Aparecen con distintos desarrollos, a expensas de las calizas y calcimorfos pliocenos, aflorantes entre las cotas de 700 y 780 m.

El rellano más meridional de la Hoja, situado a 720 m de altura, presenta una extensión aproximada de 17 km², mostrándose degradado tanto en sus márgenes orientales como nororientales. Asimismo, los rellanos disectados por los arroyos de la Veguilla y del Peral en el cuadrante SE de la Hoja, se localizan entre las cotas de 700 y 800 m, definiendo prácticamente las curvas de nivel comprendidas entre dichas altitudes. Las formas estructurales en esta zona, confieren a los interfluvios morfologías modestas de rellanos escalonados y resaltes en graderío. Este tipo de relieve estructural es debido a la erosión diferencial entre capas resistentes (calizas y calcimorfos) y poco competentes o deleznales (margas, arcillas y limos poco consolidados).

Otro elemento que se pone de manifiesto en las depresiones, es la superficie subestructural. Aparece ampliamente desarrollada en los cuadrantes NO y SE de la Hoja, entre las cotas de 680 y 780 m. Dicha superficie que está definida por encostramientos carbonatados, podría ser equivalente a la superficie inferior (S2) de MOLINA (1975) o “superficie inferior de la Llanura Manchega” de PÉREZ-GONZÁLEZ (1982).

4.3.2. Estudio del modelado

Los agentes externos, al actuar sobre la superficie del terreno, dan lugar a una serie de formas, tanto erosivas como acumulativas. Estas formas se agrupan, según el agente y el proceso que las origina, en lo que se denominan “sistemas morfogenéticos”.

A continuación, se describirán las principales formas cartografiadas de los diferentes sistemas.

4.3.2.1. Modelado exógeno. Formas gravitacionales

Las formas gravitacionales más comunes en la Hoja son los coluviones y las pedrizas o canchales. Estas formas se deben a la acción conjunta de las corrientes superficiales de agua y la gravedad en vertientes, encontrándose asociadas a las laderas y a los escarpes generados por las cuarcitas ordovícicas, de manera que la composición de estos depósitos está condicionada por el área de procedencia.

Los coluviones dibujan, un perfil cóncavo de mucha pendiente, lo que las diferencia de otras formaciones superficiales situadas a pie de los relieves como los glacia, cuyo perfil cóncavo muestra inclinaciones mucho más moderadas.

El mayor desarrollo coluvionar de la Hoja, se observa en la mitad septentrional, en Sierra Pietra y Sierra de los Bailones, donde tales depósitos orlan casi por completo las vertientes de estos relieves.

Las pedrizas o canchales son frecuentes, pero sus tamaños no son representables a escala 1:50.000. Muestran la morfología característica triangular en la cabecera de los barrancos que drenan las sierras más destacadas.

Formas fluviales

Las formas fluviales definidas en la Hoja son fondos de valle, incisiones, sistemas de terrazas mal definidos y abanicos y/o conos de deyección.

Los fondos de valle constituyen las formas planas relacionadas con el drenaje actual. Bajo esta forma incluimos todos aquellos depósitos que tapizan la parte más baja de los valles y barrancos de la red secundaria. Su génesis puede ser puramente fluvial, como es el caso del arroyo de la Veguilla, aunque también existen arroyos y cañadas cuya génesis es mixta, con aportes de materiales generados en las vertientes como es el caso del arroyo del Peral, entre otros. Los fondos de valle más frecuentes son de fondo plano o en vaguada, con funcionamiento esporádico y trazado discontinuo.

La incisión lineal bien definida como tal es muy moderada. Aparece principalmente en las laderas de los arroyos de la red secundaria, definiendo un drenaje dendrítico. En las sierras paleozoicas se establecen algunos barrancos, con escaso encajamiento (incisión lineal) pues se puede reconocer la zona plana correspondiente a los depósitos de fondo de valle. En la salida de estos barrancos aparecen conos o abanicos aluviales de dimensiones variables que ladera abajo

enlazan parcialmente con los glaciares, interceptando puntualmente las costras laminares que definen superficies subestructurales. Por tanto, parece que los abanicos constituyen depósitos posteriores al desarrollo de dichas formas. En el sector septentrional de la Hoja, se distinguen hasta tres series superpuestas de abanicos aluviales. el encajamiento de los cursos fluviales se articula a través de levés aterrazamientos.

El Jabalón constituye un valle de erosión normal, con una pendiente del 0,3 ‰ sobre los materiales pliocenos. Su lecho mayor (llanura de inundación) es amplio y está bordeada por varios niveles de terrazas que se sitúan a diferentes cotas sobre la llanura aluvial. Estas terrazas fluviales constituyen rellanos colgados con respecto al lecho del río. De forma general se observa un mayor desarrollo de terrazas en la margen derecha del Jabalón. Estas terrazas aparecen en niveles solapados, indicando las pequeñas migraciones del río de tendencia OSO. En la margen S del arroyo de la Veguilla, cuando este confluye con el río Jabalón, se observan tres niveles de terrazas solapados, que aquí definen la migración del arroyo hacia el norte.

En el mapa geomorfológico, se han dibujado algunas de las líneas divisorias de aguas con el objeto de indicar los grandes interfluvios de morfología aplanada.

Formas poligénicas

En este grupo se incluyen crestas o cumbres apalachianas, superficies de erosión, relieves residuales y glaciares.

Las crestas o cumbres apalachianas son crestas estructurales dibujadas por la cuarcita armoricana que han sufrido sucesivos y largos periodos de erosión. Se presentan definiendo líneas de cumbres subhorizontales que destacan en el paisaje, poniendo de manifiesto una "isoaltitud de cumbres" cuya abstracción da lugar a una referencia erosiva inicial definida entre los 720 y 920 m de altitud, es decir a la superficie más antigua de la Hoja.

Los rellanos erosivos conservados en la Hoja y asimilables a esta superficie de erosión o, mejor, a una penillanura inicial o antigua, no definen grandes extensiones y, en detalle, a la escala del mapa, se sitúan a distintas cotas de altitud; de manera que aparecen a 910 m (Monte Carpa) y a 870 y 850 m de altitud (Cerro del Cura) en el cuadrante NO; a 790 y 770 m (Cerro de la Pata del Caballo), a 730 m (Cerro San Andrés), a 810 y 780 m (Cerro de la Cochinilla) y a 770 m de altitud (Cerro del Palomo) en el cuadrante SO; a 950 m (Cerro de los Navajos), a 720 m (Cerro Cabezuero), a 890 m (Cerro del Trampón) y a 917 y 840 m (Cerro de la Piedra del Agua) en el cuadrante NE y a 800 m (Cerro de Tarima) y a 790 y 800 m (Cerro Corcobillo) en el cuadrante SE de la Hoja.

Los relieves residuales que son los elementos morfológicos que sobresalen de todo el conjunto fisiográfico, corresponden a relieves de resistencia a la erosión. Los resaltes cuarcíticos destacados respecto a las grandes superficies subestructurales, desarrolladas sobre el relleno terciario de las depresiones, constituyen la totalidad de estos relieves residuales. Generalmente, estas formas constituyen alineaciones paralelas y repetidas o, circunstancialmente, formando elevaciones solitarias a modo de islas sobre la planicie generalizada, dando lugar a montes-islas (inselbergs) de morfologías irregulares o cónicas. Unas y otras han sido gráficamente reforzadas mediante una simbología específica expresiva.

A pie de las sierras se encuentran los glaciares, superficies inclinadas que articulan las laderas de estos relieves con las zonas más deprimidas. Son, pues, superficies cóncavas de suave inclinación, que con una pendiente progresivamente menor, desciende desde un escarpe de articulación hacia un fondo más o menos llano. Estas pendientes son variables y oscilan entre 8° y 15°, en las zonas superiores, y entre los 5° y 1° en las zonas alejadas. La mayoría de los glaciares identificados en la Hoja son de carácter pedregoso y definen superficies cóncavas. Se desarrollan sobre laderas con relictos de facies terrígenas terciarias; de manera que las coberteras pedregosas que los tapizan constituyen, en la mayoría de los casos, el material grueso residual, resultado de la migración por erosión selectiva de los terrígenos terciarios más finos. En este sentido se podrían catalogar como glaciares erosivos. También es posible que el canturreal suelto que tapiza los glaciares tenga un origen acumulativo. En estos casos, los clastos de cuarcita son más angulosos y abundantes que en los anteriores. La inmadurez textural indica la procedencia directa de las pedrizas asociadas a los relieves con litología paleozoica.

Cuando en las laderas aparecen formaciones coluvionares, estas pueden estar articuladas con la llanura mediante glaciares. El problema de representación de ambas formaciones a esta escala y el interés en mostrar dicha articulación se ha solventado mediante una simbología conjunta que engloba a las dos denominada glaciares coluvionar.

Formas ligadas a la alteración química

Sobre las costras carbonatadas laminares y sobre los calcimorfos terciarios aparecen muestras de una karstificación incipiente, reducida al desarrollo de pequeñas dolinas que constituyen los sumideros de la escasa escorrentía superficial.

Formas antrópicas

Los restos más importantes de la actividad antrópica de la Hoja están constituidas por los huecos de las canteras abiertas para la extracción de áridos. Son canteras, muchas de las cuales están ya abandonadas. Estas explotaciones a cielo abierto, la mayoría actualmente abandonadas, extraen o han extraído principalmente materiales calizos, aunque también explotan terrígenos terciarios y las pizarras paleozoicas alteradas, para la obtención de áridos.

Las canteras no son las únicas formas antrópicas que aparecen en el paisaje, pero sí son las únicas que tienen cabida en el mapa geomorfológico a escala 1:50.000. A estas formas hay que añadir las que se incluyen en la base topográfica, referentes a las poblaciones e infraestructuras presentes en la zona.

4.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS

Se definen como tales todos aquellos materiales generalmente recientes, coherentes o no, que están relacionados con la evolución del relieve observable en la actualidad.

Las formaciones superficiales señaladas se asocian a la evolución de la red de drenaje, y en consecuencia, a la del relieve: terrazas, fondos de valle, aluviones y abanicos o conos de deyección.

También coluviones, glaciares y sobre todo, las alteritas y las costras carbonatadas laminares, ambas muy extendidas en toda la Hoja.

Las formaciones superficiales diferenciadas en la Hoja se corresponden, casi en su totalidad, con depósitos cuaternarios, si se exceptúa a las alteritas, emparentadas con el registro cenozoico.

4.4.1. Depósitos de gravedad

Los coluviones, asociados a las laderas de los resaltes generados por las cuarcitas ordovícicas, alcanzan su mayor desarrollo en la mitad septentrional de la Hoja, donde orlan casi completamente todas las elevaciones. Estos taludes sedimentarios que bordean las sierras paleozoicas suelen presentar de 1 a 5 m de potencia visible. Constituyen acumulaciones brechoides con textura clasto-soportada y marcada heterometría, con cantos, gravas y bloques angulosos de cuarcitas y, en menor porcentaje, de pizarra y cuarzo; presentan matriz abundante de arenas y limo-arcillas de tonos rojizos.

Las pedrizas constituidas exclusivamente por material grueso suelto, son frecuentes pero de reducidas dimensiones lo que determina su ausencia en el mapa.

Los coluviones también aparecen relacionados con los escarpes desarrollados sobre los bordes de los rellanos estructurales de las calizas cenozoicas y sobre los de las superficies subestructurales definidas en las costras laminares, e incluso también se encuentran ligados a los taludes que contornean las llanuras aluviales y valles fluviales. En estas circunstancias, dichos coluviones por su escasa extensión no son representables a escala 1:50.000.

4.4.2. Depósitos fluviales

El río Jabalón, a su paso por la Hoja, define cuatro rellanos o terrazas escalonadas entre sí. Se distingue un nivel inferior, el más moderno, situado a 1-2 m de altura sobre el cauce principal, y otro un poco más elevado, ya a 4-5 m de cota relativa; los niveles más altos se elevan 8-10 m y a 15-25 m respectivamente.

Los distintos niveles de terrazas fluviales están constituidos por un conglomerado clasto-soportado de 1,5 a 2 m de espesor. Contienen clastos de cuarzo, cuarcitas, pizarras, calizas y areniscas ferruginosas de tamaños variables, aunque también existe una importante proporción de clastos con tamaño inferior a los 2 cm. Los clastos, que presentan 4-5 cm el diámetro medio, suelen presentar pátinas de hierro.

Es frecuente que las terrazas presenten su techo encostrado; costras carbonatadas laminares en la parte superior, nodulares en la parte inmediatamente inferior que llegan a enmascarar gran parte del sedimento. Cuando esta circunstancia anterior lo permite, una de las pocas estructuras sedimentarias que se observan es la imbricación de cantos. Los afloramientos del nivel de terraza más alto están constituidos por conglomerados fuertemente cementados, que presentan características litológicas similares al resto de niveles, con la salvedad de que pueden presentar cuerpos donde el tamaño de los cantos supera los 10 cm de diámetro.

La mayoría de los depósitos de fondo de valle y/o aluviones constituyen las acumulaciones aluviales de la red secundaria, toda con escorrentía de carácter fuertemente estacional, pero también se incluye a los depósitos aluvionares del Jabalón, los de su llanura aluvial o de inundación y los de su lecho menor. Los depósitos acarreados por este curso fluvial están constituidos por limos y arcillas carbonatadas, procedente principalmente de la erosión de los afloramientos triásicos del Campo de Montiel; son arenosos, de tonos rojos y violáceos, que contienen en su base hiladas de gravas de cuarcita, cuarzo, pizarras y calizas de 2 a 4 cm de diámetro. Los depósitos de fondo de valle de la red secundaria tienen una composición muy variable, influida por la naturaleza litológica de las áreas que atraviesan, siendo frecuentes, según zonas, los clastos pizarrosos o de roca caliza. La potencia de estos depósitos no supera 1,5 m y presenta clastos con menor tamaño y menor grado de redondeamiento que las terrazas, pero sí contiene una mayor proporción de finos.

Los abanicos y conos aluviales están constituidos, al igual que otros depósitos aluviales, por una mezcla de cantos, gravas, arenas y limos arcillosos, poco rodados y mal seleccionados. El espesor es muy variable, dependiendo del tamaño de la forma acumulativa y de la sección de la misma, pues este disminuye de la cabecera al pie y del centro hacia los bordes; de forma aproximada, ya que no existen cortes naturales, no se estiman potencias superiores a los 15-20 m. En superficie se observa un extenso canturreal suelto de cantos heterométricos de cuarcita que pueden alcanzar tamaños de hasta 15 cm de diámetro, junto a una matriz marga-arcillosa y arenosa de color rojo; su tamaño y redondeamiento disminuye con la distancia al ápice; de manera que a pie de las sierras, los cantos varían de angulosos a subangulosos y en las zonas más alejadas estos llegan a ser subredondeados. Abanicos y conos de deyección se sitúan a pie de los relieves paleozoicos, en las desembocaduras de los barrancos colectores de las pequeñas cuencas de recepción desarrolladas sobre las sierras, y en relación lateral con los depósitos coluvionares.

4.4.3. Depósitos poligénicos

Se incluyen aquí los suaves taludes de acumulaciones sedimentarias, generalmente pedregosas que articulan los valles o zonas aplanadas con las vertientes de las sierras paleozoicas. Se trata de glaciares pedregosos, de acumulación, apenas un tapiz de materiales en franca concavidad fruto de una regularización perfecta. Sus características texturales y litológicas superficiales son muy semejantes a las de los abanicos aluviales y/o conos de deyección, si cabe constituyen mantos aún más epidérmicos de material suelto.

4.4.4. Depósitos ligados a procesos de alteración química

Prácticamente la casi totalidad del registro geológico de la Hoja se encuentra afectado por procesos de alteración. Excepto la cuarcita, el resto del substrato paleozoico está muy alterado, de igual forma los materiales volcánicos, especialmente la superficie de las coladas de lava, y el relleno sedimentario cenozoico.

La mayor parte de los materiales paleozoicos, incluidas rocas plutónicas, aflora recubiertos por una epidermis rojiza y ocasionalmente arcillosa. Extensos mantos de color rojo intenso recubren los campos e impiden la observación de la roca fresca. De hecho tal circunstancia suele

constituir un grave impedimento de cara a su separación del registro cenozoico, ya que este último tiene su procedencia de dicho substrato. El problema cartográfico planteado se intenta solucionar mediante la creación en muchas laderas de una unidad cartográfica mixta, la de más difícil observación, incluida como depósito marginal cenozoico.

El color rojo tan llamativo es producto de la liberación por hidrólisis de oxi-hidróxidos de hierro de minerales que lo contienen, especialmente biotita. Se trata de procesos de argilización y rubefacción desarrollados directamente sobre los materiales del substrato. La argilización por transformación de minerales lábiles da lugar a la neoformación de arcillas (illita y esmectita) y a la liberación de hierro y calcio cuando el sedimento se encuentra saturado en agua. En este momento tiene lugar la rubefacción, como resultado de la fijación de hierro libre en las arcillas, oxidándose a hematites al producirse la desecación del sedimento.

Asociadas a estas argilizaciones y rubefacciones es frecuente la aparición de costras carbonatadas que pueden afectar indistintamente al regolito arcilloso y la roca. La carbonatación, como resultado del acentuamiento de la acidificación, da lugar a la precipitación del carbonato, cuya reiteración puede dar lugar a potentes costras carbonatadas. Se originan horizontes petrocálcicos masivos, con fuertes concentraciones nodulares y restos de arcilla iluvial, o en enrejado, produciéndose fenómenos de epigénesis sobre la pizarra o el granito; todos ellos, generalmente en espesores decimétricos.

En muchos lugares de la Hoja, los mantos arcillosos rojos de alteración están sustituidos por los encostramientos carbonatados. Son muy frecuentes y de gran desarrollo sobre los materiales sedimentarios cenozoicos, especialmente abundantes las costras laminares, mejor desarrolladas cuanto más próximas estén a las áreas de flujo preferente, es decir, ligadas al establecimiento de la red fluvial actual. Estas se encuentran íntimamente relacionadas con la superficie subestructural (de erosión/sedimentación según PÉREZ GONZÁLEZ, 1982) definida por las penetraciones de la llanura manchega entre los relieves sobre materiales paleozoicos. Presentan espesores inferiores a 4 o 5 m y horizontes edáficos tipo A(B), Cam (petrocálcico laminar), Cca (petrocálcico masivo y endurecido) y Ca (petrocálcico nodular), o bien A, Cam y Ca. El perfil completo comienza con una capa superficial antrópica de 50 cm, limo-arenosa de color gris pardo con fragmentos de lajas de costra; hasta 70 cm de costra laminada o acintada; capa de alrededor de 1 m de costra masiva, compacta y ocasionalmente brechoide; tránsito gradual a una franja nodular y bioturbación de 1,5 m; por último nuevo tránsito a material terrígeno rojo original con carbonataciones nodulares aisladas y en disposición vertical.

El desarrollo esporádico de material arcilloso sobre las superficies estructurales encostradas y sobre las plataformas calcáreas fruto su karstificación, o no conlleva representación cartográfica alguna o se indica como formación superficial (arcilla de decalcificación).

Particularmente interesante es el afloramiento de materiales paleozoicos de una cantera para fabricación de ladrillos ubicada al nordeste de los Cerros de Argamasilla, puesto que se encuentra trastocado por una alteración de colores abigarrados, mucho más profunda y de naturaleza distinta a las argilizaciones y rubefacciones anteriormente aludidas que a su vez la afectan. A priori, esos rasgos, determinan su antigüedad, previa al Neógeno, la edad estimada para el registro sedimentario post-varisco con el que se correlacionan las alteritas rojas.

4.4.5. Los suelos

El estudio edafológico (ver Información Complementaria) realizado en la Hoja recoge la descripción de campo y su correspondiente estudio analítico de nueve perfiles característicos. Todos ellos son suelos rojos más o menos intensos, más o menos carbonatados o recarbonatados. Se caracterizan pues, por su color, es decir por su riqueza en óxidos de Fe, por la presencia de carbonatos en muchos de ellos y por su desarrollo en condiciones de humedad xéricas. Muchos de ellos se desarrollan a partir de antiguos suelos rojos que volvieron a sufrir una segunda edafización. En la actualidad, tras esa segunda edafogénesis, hay suelos clasificados como Xerochrept crómico (USDA 2010) o Cambisol (FAO, WRB, 2007) (perfil 2); Calcixerept (USDA, 2010) y Calcisol (FAO, WRB) (perfil 8), este último que ha sufrido una colmatación de material fuertemente carbonatado y su posterior descarbonatación. Todos estos movimientos de carbonatos han afectado al antiguo suelo rojo que hoy día ha perdido la mayor parte de sus características como son el color, la textura etc. Rhodoxeralf petrocálcico (perfil 3), Rhodoxeralf cálcico (perfiles 4 y 6) y Rhodoxeralf típico (perfil 5) USDA 2010 y Luvisoles cálcicos y/o crómicos FAO,WRB (2007) son otros de los suelos identificados. Todos ellos originados a expensas de antiguos suelos rojos de mayor desarrollo que los actuales en ese entorno, con removilización de carbonatos, posiblemente por lavado lateral, dada su posición fisiográfica.

Tan solo los perfiles 1 y 9 (Rhodoxeralf) son suelos rojos actuales desarrollados sobre pizarra y sobre el granito adamellítico respectivamente. En general estos suelos sufren una descarbonatación, si en la alteración del material originario se formaron carbonatos, una argilización y una rubefacción.

Desde una perspectiva litológica lo más frecuente es que sobre el basamento cuarcítico-pizarroso aparecen suelos rojos, carbonatados o no (*Rhodoxeralf cálcico y típico*), con profundidades inferiores a un metro y probablemente originados a expensas de otros más desarrollados y antiguos que los actuales. Los suelos que afectan al substrato sedimentario suelen tener un desarrollo mayor; suelos rojos profundos (1 a 2 m) e intensos, con intensa recarbonatación (*Rhodoxeralf petrocálcico*), que llega a borrar gran parte de su textura original (*Calcixerepts*).

Por último, aunque ya se ha indicado, sobre el granito arenizado del plutón de Valdepeñas (perfil 9), en la parte central de la Hoja, se desarrolla una débil y somera argilización con rubefacción debida fundamentalmente a la alteración de las micas (*Rhodoxeralf típico*).

4.5. EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA

4.5.1. Relaciones entre los distintos elementos morfológicos del relieve

En este sector manchego, poder establecer un orden cronológico para los distintos elementos del relieve resulta bastante complicado. El problema al que nos enfrentamos reside fundamentalmente en la limitación del registro estratigráfico, referido al Cenozoico más reciente, unido a la escasez de afloramientos y, por tanto, de serie representada en los mismos, inexistencia de datos fiables del subsuelo, pocas posibilidades de datación por ausencia de fauna fósil, y dificultad para el reconocimiento y seguimiento de las unidades litoestratigráficas, debido a la intensa degradación del relieve, responsable de la cobertera superficial que enmascara los afloramientos.

En este tipo de contexto geológico, las alteritas podrían constituir el elemento primordial de correlación, ya que si existen restos alteríticos en el Macizo, gran parte de su volumen original se encuentra en los sedimentos que rellenan las depresiones, pues allí se acumularon una vez erosionados. Por tanto, existe una estrecha relación entre el arrasamiento del Macizo y la sedimentación asociada a sus bordes (MARTÍN-SERRANO, 1991a).

Por su parte, el relleno sedimentario que aflora en la región manchega se atribuye a la última etapa endorreica estimada hace 2-2.5 m.a. (PÉREZ GONZÁLEZ, 1982). Para la datación de estos materiales se cuenta con referencias cronoestratigráficas regionales dadas por la actividad volcánica del Campo de Calatrava. Los episodios volcánicos más antiguos han sido datados radiométricamente como -8.7 (+/- 0.9) m.a./-6.4 (+/- 0.2) m.a., y entre -3.7 (+/- 0.7) m.a./-1.75 (+/- 0.4) m.a. para el periodo de actividad principal, que duró hasta el Plioceno inferior (ANCO-CHEA, 1983; BONADONNA y VILLA, 1984). De esta manera, los sedimentos que afloran en la zona de Valdepeñas, por posición topográfica, deben ser incluso más modernos que los situados al oeste entre estas manifestaciones volcánicas, pudiendo ser atribuidos al Plioceno superior. Esta sucesión finineógena se encuentra constituida esencialmente por sedimentos de naturaleza terrígena y carbonatada. El análisis sedimentológico de sus facies ha permitido definir dos etapas en el relleno de la cuenca: una primera, representada por ambientes de llanura de inundación con canales fluviales, y una segunda, de ambientes lacustres y palustres (HERRERO *et al.*, en prensa). El intenso color rojo y la granulometría que muestran la mayor parte de las facies terrígenas, es un índice de la relativa proximidad del área fuente, en un contexto próximo al desarrollo de su red fluvial actual.

El hecho de que no se reconozcan depósitos anteriores al Mioceno superior en toda la región, unido a la evidente relación entre las alteritas y los sedimentos pliocenos, podría apuntar una edad Mioceno inferior-medio para la alteración roja típica de la zona. Sin embargo, es presumible que algunos restos representen perfiles previos originados durante el proceso de "alteración fundamental". En una cantera situada en el cuadrante suroccidental de la hoja, se observan restos de un manto caolínítico desarrollado en las pizarras paleozoicas, sobre los que se imponen la característica alteración roja. Cabría la posibilidad de que, por su naturaleza, esta alterita fuera correlacionable con los depósitos de la Mina del Chorrillo (esquina SO de la hoja num. 784, Ciudad Real), una litofacies tipo Utrillas adosada al paleorrelieve, constituyendo el único registro estratigráfico de posible edad mesozoica. Por otra parte, se sabe, por geofísica y sondeos, que las areniscas triásicas llegan hasta las proximidades de Daimiel. Todo ello constataría la existencia, ya en los albores del Triásico, de un paleorrelieve muy similar al actualmente fosilizado por el Neógeno manchego.

Otro de los elementos más destacados del paisaje son las superficies encostradas que aparecen sobre los materiales pliocenos. A lo largo de todo el valle del Jabalón, se observa una serie de planos encajados y apenas escalonados entre sí, que forman parte de una superficie mayor definida por costras carbonatadas laminares o "en losa". Estos aplanamientos enlazados con las sierras mediante glacis, son el resultado de las continuas fluctuaciones freáticas ligadas al inicio del establecimiento de la red fluvial cuaternaria.

La evolución fluvial más reciente ha degradado parcialmente las ramificaciones de la cuenca cenozoica manchega, originando morfoestructuras tabulares, que ponen de manifiesto los materiales más resistentes del relleno de la misma.

4.5.2. Conclusiones

El paisaje que actualmente observamos en la zona de Valdepeñas se corresponde con un paleorrelieve de tipo apalachiano parcialmente fosilizado por la sedimentación terciaria. Por eso, el testimonio más antiguo, el punto de partida de la historia evolutiva del paisaje de la Hoja lo constituye la línea de cumbres dibujada sobre los relieves cuarcíticos, obviamente previa a la génesis de los relieves residuales conformados sobre el sustrato paleozoico. Es un evento anterior al orógeno alpino, puesto que la fragmentación por él generada, corta y escalona dicha línea.

Las sierras cuarcíticas constituyen los relictos de un paisaje apalachiano cuyo diseño sigue el rumbo del plegamiento varisco, de forma que el modelado del zócalo se inicia con la erosión diferencial del mismo, a partir de un potente manto de alteración, posiblemente suma de varios perfiles. Conforme con el limitado registro estratigráfico, este relieve es, como mínimo, anterior al Mioceno superior. La correlación de los restos caoliniticos encontrados con datos del subsuelo, apuntan la existencia de un relieve similar ya en los albores del Triásico. Sin embargo, la característica alteración roja que domina en la región es testimonio de un evento erosivo mucho más reciente, contemporáneo con el registro sedimentario cenozoico presente en la zona. Puede que fuera al final del Plioceno, durante la última etapa del relleno sedimentario, cuando se produce el episodio de aplanamiento generalizado. El desarrollo de perfiles de alteración carbonatada de carácter edáfico y freático y su consecuente endurecimiento se tiene que originar desde ese instante hasta el comienzo de la degradación del relleno terciario con el inicio del establecimiento de la red fluvial actual. Dicha etapa queda reflejada en el paisaje mediante costras carbonatadas laminares o en losa que definen esa superficie subestructural tan característica, la prolongación de la Mancha al interior del paleorrelieve apalachiano.

La instalación de la red fluvial del río Jabalón supone el inicio del exorreísmo y por tanto de la erosión de los sedimentos hasta entonces allí depositados. Así, las líneas de drenaje se encajan en la superficie generalizada de la Mancha dando lugar, con el tiempo a un valle relativamente amplio y escasos escalones de terrazas. Sobre los primeros niveles se sigue observando desarrollo de costras laminares, lo que supone un testimonio de continuidad de las condiciones que dieron lugar a los procesos de encostramiento de las superficies subestructurales anteriormente citadas. De forma sincrónica, tienen lugar tenues modificaciones de la regularización de las laderas de los relieves paleozoicos realizada durante la elaboración de esas superficies. Los aluvionamientos de escasa potencia y el relleno de los valles de los tributarios de orden menor, constituyen los depósitos más recientes ligados a la evolución fluvial.

4.6. LA MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL

Los fenómenos morfodinámicos presentes en la Hoja de Valdepeñas están centrados en la actividad intermitente y ocasionalmente intensa del río Jabalón y todos sus tributarios, si bien es verdad que existe una regularización de su régimen a través de los embalses de Mari Sánchez y La Jarilla. No obstante, hay que recordar muy especialmente por su proximidad, las inundaciones catastróficas originadas en la población de Valdepeñas en el otoño de 1986 como consecuencia de una crecida espectacular del Arroyo de la Veguilla durante el transcurso de una tormenta.

Es muy probable que la actividad antrópica como consecuencia del uso agrícola del territorio, de las modificaciones de los patrones de drenaje y, sobre todo, de la presión demográfica, a pesar de ser una región no excesivamente poblada, constituya el principal agente morfogenético actual.

5. PETROLOGÍA

En este capítulo se describen las características generales de las rocas ígneas (cartografía, descripción macroscópica del afloramiento y de las facies, textura, composición mineralógica y petrogénesis), las rocas filonianas y los metamorfismos regional y de contacto de las rocas meta-sedimentarias, teniendo en cuenta su relación con las fases de deformación.

5.1. ROCAS ÍGNEAS

Se describen en este apartado los granitoides hercínicos, cuyo emplazamiento es sin-tardicinemático respecto a la tercera fase de deformación hercínica, considerando las características petrológico-mineralógicas más elementales de las facies predominantes en ellos.

5.1.1. Leucogranitos y microgranitos biotíticos con cordierita y moscovita (4a)

Se encuentran en proporciones subordinadas a los monzogranitos descritos, localizándose fundamentalmente en las zonas marginales del macizo plutónico. Las condiciones de observación de los dispersos afloramientos leucograníticos son malas, debido a los recubrimientos cenozoicos, y por ello es difícil determinar la geometría precisa de los mismos. Las escasas observaciones *in situ* permiten reconocer un tipo de roca de grano fino-medio, de tonalidad blanquecina o amarillenta, en la que se reconoce la presencia de pequeños cristales dispersos de biotita.

La mineralogía principal consta de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa ácida, con biotita, cordierita, moscovita, apatito, circón y opacos como minerales accesorios. Los minerales secundarios son clorita, moscovita, opacos y óxidos de hierro.

La textura de estas rocas es granuda hipidiomórfica inequigranular, de grano fino con intercrecimientos micrográficos en algunos dominios. Se encuentran algunos fenocristales que por sus relaciones con el resto de los componentes evidencian que estas rocas corresponden en parte a facies marginales de enfriamiento rápido.

El cuarzo tiene hábitos alotriomorfos o algo subidiomorfos con bordes corroídos y engranados en la matriz con una distribución de tamaños bastante heterogénea.

El feldespato potásico forma cristales alotriomorfos o fenocristales subidiomorfos, pertíticos, a veces con maclas de Carlsbad y con inclusiones poiquilíticas de cuarzo, redondeadas o subidiomorfos.

La plagioclasa aparece como cristales subidiomorfos, maclados y en algunos casos con tendencia fenocristalina y bastante sericitizados, que ocasionalmente tienen un zonado tenue resaltado por la alteración. Puede tener parches gruesos de microclinización e inclusiones abundantes de cuarzo en las zonas marginales.

La biotita es escasa y forma pequeños cristales subidiomorfos, independientes o agrupados, de color rojizo y bastante degradados.

La cordierita tiene hábitos subidiomorfos o alotriomorfos completamente alterados, dispersos o incluidos en feldespato potásico.

5.1.2. Monzogranitos biotíticos con cordierita y moscovita, porfídicos (4). Plutón de Valdepeñas

Se trata de un cuerpo plutónico localizado en la zona centro-este de esta Hoja y que toma su nombre de la población de Valdepeñas; también se le conoce como Granito de Pozo de la Serna (BERGAMÍN y DE VICENTE, 1985).

El relieve topográfico de este macizo es bastante plano, encontrándose pequeños berrocales discontinuos y asomos de lanchares y lajas planas a ras de suelo. La forma y el tamaño real de este cuerpo son difíciles de determinar, debido a que está parcialmente recubierto por sedimentos detríticos terciarios; no obstante estudios geofísicos (gravimétricos) realizados por BERGAMÍN y DE VICENTE (1985) a lo largo de la Ctra. 415 (entre los kms 60 y 76) atribuyen al plutón un diámetro en superficie de 7,5 km, con un máximo (entre los 0 m y los 500 m de profundidad) de 12,5 km. El espesor medio de granito estimado por los citados autores es de 7,8 km. Intruye discordantemente y con carácter postcinemático en metasedimentos pizarrosos epizonales del Ordovícico medio (Pizarras del Río), situados en el flanco norte del sinclinorio de Valdepeñas-Aldea del Rey, en los que produce un metamorfismo de contacto que se detecta en una aureola que tiene una anchura aproximada de 1 km.

Las rocas que constituyen esta intrusión son principalmente monzogranitos y granitos biotíticos con cordierita, porfídicos y con matriz de grano medio-grueso. El carácter porfídico está definido por la presencia de megacristales tabulares de feldespato potásico de 2-3 cm de longitud, aunque ocasionalmente pueden alcanzar hasta 6 cm; estos megacristales no están en general bien contrastados frente a la matriz, se encuentran separados entre sí a distancias de más de 10 cm y definen una orientación de flujo débil, de dirección E-O. Se observan microenclaves porfídicos de orden centimétrico así como algún "schlieren" de 1-2 cm.

Su mineralogía principal consta de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y cordierita. Como minerales accesorios se encuentran: moscovita, andalucita, apatito, circón, opacos y fluorita. Entre los minerales secundarios aparecen: clorita, moscovita, sericita, pinnita, óxidos y rutilo.

Las texturas de estos granitoides son hipidiomórficas inequigranulares, de grano medio-grueso. Ocasionalmente se encuentran algunos granitoides con texturas porfídicas de enfriamiento rápido, definidas por la existencia de fenocristales contrastados frente a una matriz heterogranular en la que los minerales tienen tamaños netamente inferiores y son menos idiomorfos.

El cuarzo forma cristales grandes, alotriomorfos o con algún límite automorfo frente al feldespato potásico. Está débilmente cuarteado y puede contener inclusiones de biotita, plagioclasa

y cordierita. También puede aparecer en muy pequeña proporción como inclusiones subredondeadas o subidiomorfas en plagioclasas o feldespatos potásicos.

El feldespato potásico aparece en general como cristales alotriomorfos de tamaño muy variado, perfiticos y con maclas de Carlsbad, que pueden tener inclusiones poiquilíticas de plagioclasa y biotita. Las perfitas pueden definir venas, cordones o parches y con frecuencia está intensamente albitizado y en los límites entre distintos cristales se encuentran gruesos cordones de cristales de albita. También está afectado por moscovitizaciones, que en algunos casos definen rellenos de sistemas de microfisuras reticulares. Ocasionalmente puede formar intercrecimientos micropegmáticos groseros con el cuarzo.

La plagioclasa es idiomorfa o subidiomorfa y tiene maclado polisintético y complejo así como zonación oscilatoria concéntrica o continua y puede formar grupos policristalinos y crecimientos en sinneus y en contacto con el feldespato potásico desarrolla bordes mirmequíticos o albiticos. Con frecuencia está afectada por sericitización irregular o preferencial en los núcleos o en algunas zonas de los cristales y también por moscovitizaciones. No es raro encontrar intercrecimientos y sustituciones complejas entre plagioclasa albitica con maclado en damero y feldespato potásico que están relacionadas con procesos tardi y post-magmáticos. Puede contener inclusiones idiomorfas de cordierita.

La biotita forma placas subidiomorfas o alotriomorfas, de color castaño rojizo, con bordes irregulares que pueden contener inclusiones de apatito y circón, estas últimas con halos negruzcos pleocroicos. Hay cristales de biotita que crecen sobre la cordierita, en relación con la desestabilización de este último mineral. Puede estar bastante cloritizada y moscovitizada con formación de rutilo, opacos y feldespato potásico como productos secundarios de este proceso.

La cordierita se encuentra como cristales idiomorfos-subidiomorfos prismáticos que están casi siempre totalmente pinnitizados o sustituidos por agregados escamosos de moscovita, biotita y clorita o por productos amorfos de color amarillo-naranja. Contiene inclusiones de circón y apatito y en los restos no alterados a veces se observan maclas en sector. Puede estar incluida en plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo.

La moscovita aparece como cristales alotriomorfos, vagamente subidiomorfos o poiquiloblásticos, con bordes irregulares, que en la mayoría de los casos crecen sobre feldespato potásico, plagioclasa, biotita y cordierita a los que sustituye. Es esencialmente de origen tardi-postmagmático.

La andalucita es muy escasa y solo se ha encontrado en algunas muestras, en forma de pequeños gránulos parcialmente moscovitizados incluidos en cordierita.

El circón se encuentra como inclusiones idiomorfas muy pequeñas en la biotita y en menor proporción en la cordierita.

El apatito forma pequeños cristales idiomorfos incluidos en biotita, moscovita y plagioclasas o en cristales algo mayores y menos idiomorfos dispersos. Puede encontrarse algún cristal acicular incluido en plagioclasa.

Los minerales opacos aparecen como pequeños cristales idiomorfos o alotriomorfos dispersos asociados a las transformaciones de la biotita. Ocasionalmente pueden formar pequeños grupos con apatito.

La fluorita puede encontrarse ocasionalmente como cristales alotriomorfos interfoliares en alguna biotita cloritizada.

5.2. GEOQUÍMICA

Los granitoides aflorantes en la Hoja de Valdepeñas corresponden a tipos bastante diferenciados, con contenidos de SiO_2 comprendidos entre 70,47% y 72,77% en las muestras analizadas, y que de acuerdo con su composición química mayoritaria, se proyectan todos ellos en el campo de los granitos en el diagrama TAS adaptado para rocas plutónicas (Fig. 3), aunque en el diagrama SiO_2 -Zr/TiO₂ de WINCHESTER y FLOYD (1977) se proyectan en el campo de los monzogranitos y granodioritas (Fig. 4).

En lo que respecta al grado de saturación en Al_2O_3 , en el diagrama de MANIAR y PICCOLI (1989) puede observarse (Fig. 5) que estos granitos se proyectan en el campo peraluminico; este carácter peraluminico queda también claramente manifestado por la presencia en todos ellos de cantidades apreciables de corindón en la norma CIPW (Tabla 1), en las que este componente varía entre 1,34% y 4,11%. Esta característica es congruente con la presencia de cordierita en la mineralogía de los granitos de Valdepeñas.

De acuerdo con sus composiciones químicas mayoritarias (Tabla 1), se observa que todos los granitos estudiados son pobres en calcio, con contenidos en CaO comprendidos entre 0,66% y 0,87% y de carácter potásico, siendo en todos ellos la relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$.

Así mismo, se trata en todos los casos de granitos pobres en magnesio (0,32% < MgO < 0,52%), en calcio (0,66% < CaO < 0,87%), en titanio (0,16% < TiO₂ < 0,24%), de acuerdo con su carácter bastante diferenciado. También los contenidos en fósforo son bastante bajos (0,31% < P₂O₅ < 0,36%).

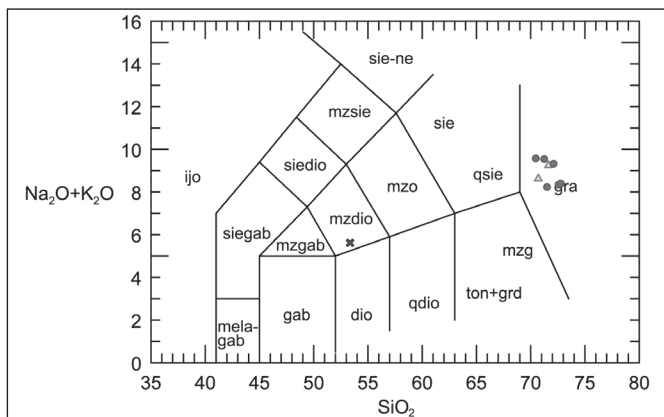


Fig. 3.– Diagrama TAS de la IUGS adaptado a rocas plutónicas.

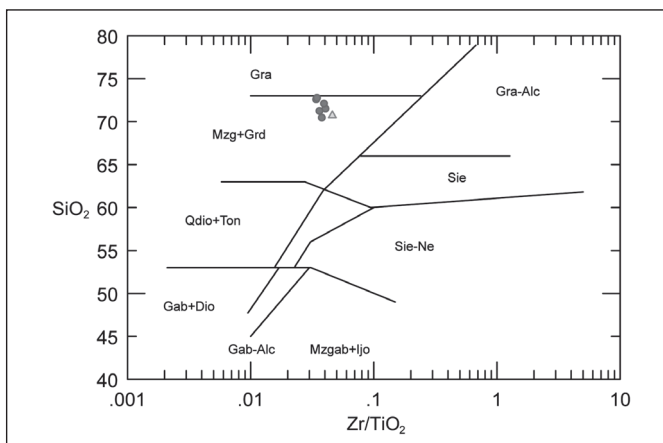


Fig. 4. – Diagrama $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$ de WINCHESTER y FLOYD.

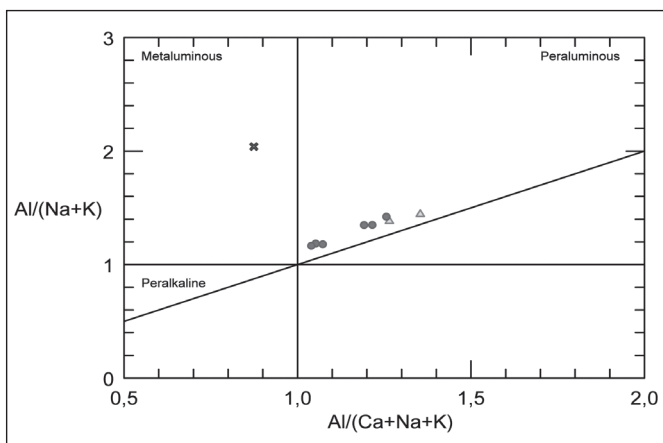


Fig. 5. – Diagrama de MANIAR y PICCOLI.

En las normas CIPW (Tabla 1), puede apreciarse que todos estos granitos son ricos en cuarzo (24,63% a 33,20%), en ortosa (26,19% a 33,59%) y en albita (28,45% a 34,19%) y como ya se ha indicado previamente tienen proporciones considerables de corindón normativo. Las proporciones de anortita normativa son bastante bajas lo que evidencia que la composición de la plagioclasa es bastante sódica, lo que es congruente con el carácter muy diferenciado de estos granitos.

En cuanto a los elementos traza (Tabla 2), todos los granitos estudiados son ricos en Rb (263 ppm a 314 ppm), y bajos en Sr (47 ppm a 68 ppm), en Ba (133 ppm a 231 ppm) y en Zr (63 ppm a 106 ppm) lo que también es característico de granitos peraluminicos bastante diferenciados.

N° Muestra	9712	9702	9705	9711	9710	9709	9443	9447	9701
SiO ₂	70,71	71,65	70,47	71,25	71,51	72,11	72,6	72,77	53,36
TiO ₂	0,23	0,25	0,23	0,21	0,19	0,16	0,24	0,2	3,18
Al ₂ O ₃	15,48	13,93	14,93	14,6	15,73	14,47	14,69	14,83	15,75
FeO	1,54	1,44	1,76	1,6	1,52	1,49	1,45	1,32	11,63
MnO	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,11
MgO	0,3	0,17	0,42	0,32	0,52	0,32	0,46	0,34	4,07
CaO	0,39	0,51	0,87	0,83	0,8	0,67	0,79	0,66	5,66
Na ₂ O	2,48	0,15	3,99	3,92	3,84	3,88	3,33	3,41	2,93
K ₂ O	6,14	9,09	5,58	5,62	4,39	5,44	5,01	4,98	2,69
P ₂ O ₅	0,46	0,38	0,32	0,32	0,36	0,32	0,31	0,32	0,62
LOI	2,08	2,07	1,03	1,12	0,96	0,98	0,96	1,02	0
Q	33,5	36,54	24,63	25,88	31,2	27,98	32,91	33,2	7,88
Or	37,06	54,96	33,39	33,59	26,19	32,46	29,87	29,7	15,83
Ab	21,43	1,3	34,19	33,55	32,81	33,15	28,45	29,15	24,64
An	0	0,05	2,25	2,05	1,63	1,24	1,87	1,24	21,8
Di	—	—	—	—	—	—	3,15	3,42	0
C	5,26	3,91	1,53	1,34	4,11	1,76	0	0	1,73
Hy	0,76	0,43	1,06	0,81	1,31	0,8	1,14	0,85	13,92
Mt	0	0	0,05	0	0	0	0	0	6,76
Ilm	0,02	0,02	0,44	0,17	0,04	0,04	0,03	0,03	6,02
Hm	1,75	1,64	1,71	1,73	1,71	1,67	1,63	1,48	0
Ap	1,09	0,9	0,75	0,75	0,84	0,75	0,73	0,74	1,42
Ru	0,22	0,24	0	0,12	0,17	0,14	0,22	0,19	0

Tabla 1.— Elementos mayores y Norma CIPW.

Nº Muestra	9712	9702	9705	9711	9710	9709	9443	9447
Be	6	0	6	7	6	5	—	—
Sc	2	0	3	2	2	2	—	—
V	10	0	12	12	11	9	—	—
Zn	23	0	72	64	66	53	—	—
As	0	0	24	0	0	0	—	—
Rb	284	0	270	263	268	291	—	—
Sr	51	0	68	63	59	47	—	—
Y	5	0	6	6	5	5	—	—
Zr	106	0	87	76	77	63	—	—
Ba	231	0	205	197	166	133	—	—
La	18	0	12	12	11	9	—	—
Ce	40	0	25	24	23	20	—	—
W	18	0	15	16	12	16	—	—
Pb	14	0	40	39	34	33	—	—
V	—	—	—	—	—	—	13	8
Cr	—	—	—	—	—	—	18	23
Ni	—	—	—	—	—	—	2,9	2,6
Zn	—	—	—	—	—	—	57	54
Ga	—	—	—	—	—	—	22,6	23,6
Ge	—	—	—	—	—	—	4,7	6,1
As	—	—	—	—	—	—	6,9	7,4
Rb	—	—	—	—	—	—	278	314
Sr	—	—	—	—	—	—	63,2	48,7
Y	—	—	—	—	—	—	10,1	8,1
Zr	—	—	—	—	—	—	80,8	69,1
Nb	—	—	—	—	—	—	11,3	9,8
.../...								

Tabla 2.– Elementos menores, trazas y T.R.

Nº Muestra	9712	9702	9705	9711	9710	9709	9443	9447
Sn	—	—	—	—	—	—	14,5	17,6
Cs	—	—	—	—	—	—	23,5	35,2
Ba	—	—	—	—	—	—	217	166
La	—	—	—	—	—	—	14,2	8,5
Ce	—	—	—	—	—	—	32,7	21,3
Pr	—	—	—	—	—	—	4,1	2,6
Nd	—	—	—	—	—	—	16,6	11,2
Sm	—	—	—	—	—	—	4	3
Eu	—	—	—	—	—	—	0,53	0,45
Gd	—	—	—	—	—	—	3,1	2,1
Tb	—	—	—	—	—	—	0,45	0,32
Dy	—	—	—	—	—	—	1,9	1,4
Ho	—	—	—	—	—	—	0,25	0,22
Er	—	—	—	—	—	—	0,62	0,62
Tm	—	—	—	—	—	—	0,05	0,06
Yb	—	—	—	—	—	—	0,6	0,55
Lu	—	—	—	—	—	—	0,02	0,04
Ta	—	—	—	—	—	—	5,7	0
Pb	—	—	—	—	—	—	26,5	22,6
Bi	—	—	—	—	—	—	1,8	2,1
Th	—	—	—	—	—	—	7,2	4,7
U	—	—	—	—	—	—	3	5,6

Tabla 2.– Elementos menores, trazas y T.R. (continuación).

En las muestras en las que se dispone de datos de Nb e Y, la caracterización geodinámica en función de los contenidos de estos elementos inmóviles, según los diagramas de PEARCE *et al.* (1984), les clasifica como tipos de orógenos colisionales o de arco magmático (Fig. 6).

Los diagramas REE normalizados a la composición condrítica (Figs. 7 y 8), presentan unas configuraciones bastante fraccionadas, siendo mayor el fraccionamiento en el tramo de las tierras raras pesadas (Gd-Yb), lo que puede indicar que la fusión de los materiales corticales de los que derivan estos granitos se ha producido a unas presiones a las que el granate era estable y por tanto estaría presente en las restitas y residuos de fusión.

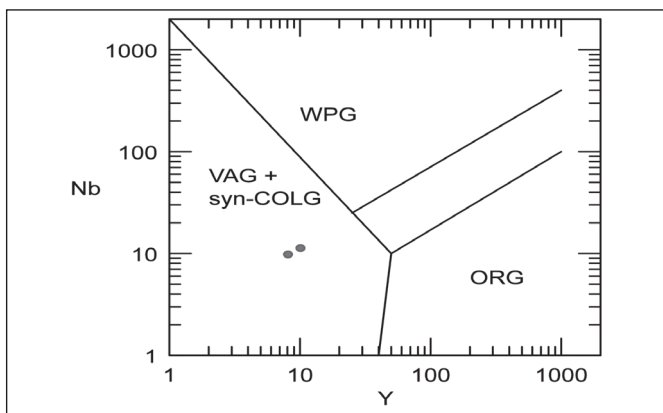


Fig. 6.– Diagrama de PEARCE et al.

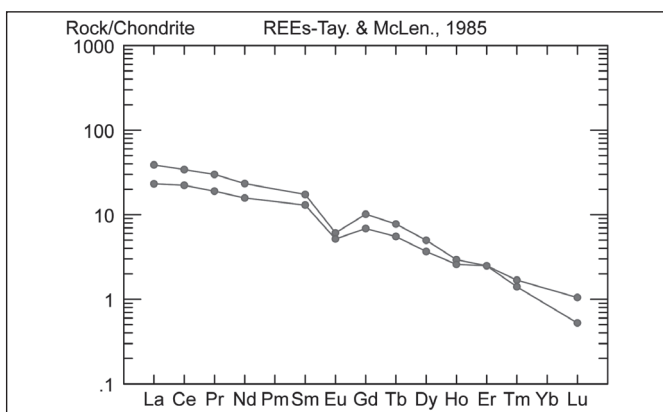


Fig. 7.– Diagrama REE normalizado a la composición condritica.

Las dos muestras de las que se dispone de datos REEs, presentan unas anomalías negativas de Eu relativamente pequeñas, lo que indica que el efecto del fraccionamiento de la plagioclasa ha sido bastante débil o que la presencia de este mineral en los residuos de fusión es escasa.

Todos los datos geoquímicos disponibles sobre los granitos estudiados, apoyan que su formación debe haberse producido por fusión de materiales de la corteza superior en los que la proporción de metasedimentos ha sido considerable. Por otra parte, las características petrológicas de estos granitoides son bastante similares a las de los granitoides del grupo Cabeza de Araya, también de carácter epizonal, cordieríticos y tardi-postcinemáticos.

Los procesos de fusión se han producido en relación con los procesos tectono-térmicos relacionados con la Orogenia Varisca, en unas condiciones no muy diferentes de las que se observan en el Complejo Anatéctico de Toledo.

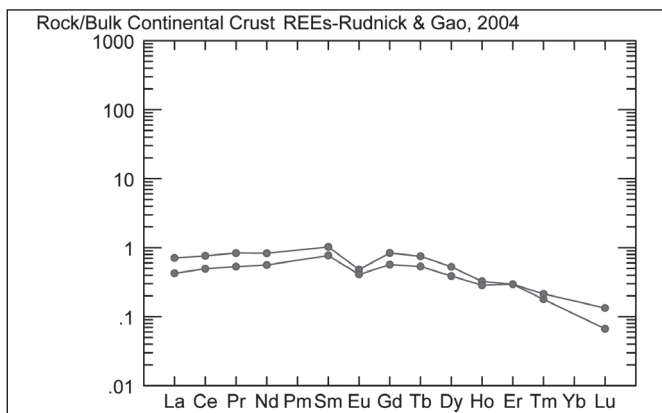


Fig. 8.– Diagrama REE normalizado a la composición condritica.

En lo que respecta a las rocas filonianas, los tipos más importantes están representados por diques de pórfidos graníticos. Estos pórfidos tienen unas composiciones mayoritarias muy similares a las de los granitos aflorantes en esta Hoja, pudiendo observarse en el diagrama TAS (Fig. 3), que se proyectan en la misma zona que estos. También con respecto al grado de saturación en aluminio, se observa que se trata de materiales fuertemente peraluminicos (Fig. 5), lo que está en consonancia con la presencia de cordierita primaria en su mineralogía.

Aunque solo se dispone de datos de elementos traza de una muestra de estos pórfidos (Tabla 2), los contenidos de Rb, Sr y Ba, son muy similares a los de los granitos, mientras que los de Zn y Pb son significativamente superiores.

Considerando en su conjunto las características mineralógicas y geoquímicas de estos pórfidos, parece razonable el pensar que pueden estar genéticamente relacionados con los granitos, correspondiendo a un emplazamiento más tardío de magmas graníticos cogenéticos a favor de fracturas distensivas.

Por último la muestra correspondiente a un sill-dique básico emplazado en los metasedimentos ordovícicos es de composición básica y metalumínica, con pequeña proporción de cuarzo y un 1,73% de diópsido en la norma CIPW (Tabla 1). Esta roca se proyecta en el campo de las monzodioritas en el diagrama TAS (Fig. 3) y corresponde a un evento magmático básico pre-varisco (¿Ordovícico?), resultando destacable el alto contenido en potasio que presenta si se tiene en cuenta el bajo contenido en SiO_2 .

5.3. ROCAS FILONIANAS

5.3.1. Pórfidos graníticos con cordierita (3)

Estos diques se encuentran dispersos por la zona oriental de la Hoja, bien en contacto con el Plutón de Valdepeñas o relativamente alejados del mismo y posiblemente tengan relación con el citado plutón porque presentan fuertes similitudes en su mineralogía y composición. Las potencias

son de orden decamétrico y las longitudes pueden superar el km. Buenos afloramientos de estas rocas se encuentran en el Anticlinal del Chicharro (1 km al este de la Casa del Chicharro) con rocas frescas y en el Arroyo de los Hilos del Tamujar (2,5 km al oeste de la Casa de la Granja) con rocas más alteradas y de tonos rosáceos por procesos de episienitización, ya que este afloramiento se encuentra ubicado en la Falla de Conejera.

En las muestras de mano de roca fresca, lo más visible y predominante es una matriz de tonalidad blanquecina o rosácea de grano muy fino, que rodea a pequeños fenocristales subredondeados de cuarzo, de 1-2 mm de diámetro.

Al microscopio estas rocas presentan una textura porfídica con fenocristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, cordierita y biotita en una matriz cuarzofeldespática de grano muy fino, con proporciones subordinadas de moscovita, sericita y clorita de carácter secundario. Como minerales accesorios se encuentran apatito y opacos.

Los fenocristales de feldespato potásico tienen hábitos idiomorfos o subidiomorfos, maclas de Carlsbad y son algo pertíticos. Pueden contener abundantes inclusiones de biotita y en menor proporción de plagioclasa y cordierita.

El cuarzo forma fenocristales subidiomorfos, parcialmente corroidos y que pueden estar orlados por una corona granofírica.

La plagioclasa aparece como fenocristales idiomorfos o subidiomorfos, maclados que pueden formar glomérulos en sinneusis.

Los fenocristales de cordierita tienen hábitos idiomorfos y sus tamaños son muy variables, está totalmente retrogradada y contiene algunas inclusiones de apatito.

La matriz de estos pórfidos está formada por un agregado policristalino muy fino de cuarzo, feldespato potásico, albita y moscovita y en algunos casos se observa la presencia de esferulitos cuarzofeldespáticos.

5.3.2. Diabasas (2)

De estas rocas solo se observa un sill-dique, de potencia decamétrica y longitud (aflorante) de orden hectométrico, emplazado en los metasedimentos ordovícicos del extremo oriental del mapa, a la altura del km 18,4 de la Ctra. de Valdepeñas a Cózar. Este sill-dique intruye paraconcordantemente en los Bancos Mixtos y puede estar afectado por la Falla de Cabezuela. A escala de afloramiento se reconoce una roca alterada de grano fino-medio y tono verdoso-amarillento.

Su mineralogía principal está compuesta por plagioclasa y por minerales máficos (posiblemente piroxenos), completamente transformados a clorita, serpentina, epidota y opacos. En alguno de estos ferromagnesianos alterados se encuentran trazas de la antigua exfoliación.

La plagioclasa forma cristales idiomorfos-subidiomorfos, maclados y bastante sericitizados y carbonatados. Algunos cristales están rotos o flexionados, debido posiblemente a los efectos de la deformación varisca.

Como minerales accesorios primarios se encuentran opacos, que en algunos casos se identifican como magnetita por sus hábitos, y apatito acicular que puede estar disperso o incluido en las plagioclasas.

Los minerales ferromagnesianos alterados (posibles piroxenos), tienen generalmente hábitos intersticiales con respecto a la plagioclasa y no puede descartarse la presencia de una cierta proporción de vidrio intersticial alterado.

La retrogradación y deformación de estas rocas es posiblemente debida a los procesos tectónicos y metamórficos variscos.

5.3.3. Cuarzo (1)

Los diques de cuarzo en esta Hoja son relativamente frecuentes, presentando longitudes variables (desde varios kilómetros hasta unos cientos de metros) y potencias de orden métrico-decamétrico, con recorridos frecuentes de forma sigmoidal.

Los más frecuentes y potentes presentan una dirección NO-SE intruyendo a favor de fracturas de la misma dirección; el más significativo es el que intruye a lo largo de la Falla de la Jarosa, con longitud kilométrica y anchura decamétrica; también se han observado diques de cuarzo en fracturas de dirección E-O, pero son menos importantes. Están formados por cuarzo lechoso que a menudo está brechificado, evidenciando rejuegos posteriores de las fracturas en las que intruyen.

5.4. METAMORFISMO

5.4.1. Metamorfismo regional

Los materiales paleozoicos aflorantes en la hoja de Valdepeñas están afectados por un metamorfismo regional varisco de grado bajo o muy bajo, encontrándose en las rocas metapelíticas asociaciones minerales con cuarzo-biotita-clorita-moscovita/sericita, plagioclasa albitica y opacos y detectándose en algunos casos proporciones accesorias de carbonatos. La moscovita, clorita y biotita pueden constituir microfenoblastos o formar parte de los agregados policristalinos orientados que definen las esquistosidades. En algunas pizarras se observa una fuerte oxidación.

En las meta-areniscas se encuentran asociaciones minerales como cuarzo, plagioclasa, moscovita, clorita y biotita. La plagioclasa y el cuarzo son principalmente de carácter detrítico, aunque también parte de la moscovita, la clorita y en ocasiones la biotita pueden también ser de origen detrítico. Como minerales accesorios se pueden encontrar circón y turmalina detríticos, apareciendo ocasionalmente rutilo.

En algunas rocas de bajo grado pueden observarse bioturbaciones y restos fósiles, los cuales pueden ser de composición carbonatada. La biotita detrítica suele estar cloritizada.

En las rocas pelíticas se detectan con frecuencia dos esquistosidades, observándose blastesis de todos los filosilicatos referidos en relación con ellas. En todos los casos estudiados, los procesos

de blastesis relacionados con las fases deformativas principales son de bajo grado, no superándose en ningún caso blastesis de mayor grado que las que implican la formación de biotita en materiales pelíticos y semipelíticos.

Las texturas de estos materiales varían entre lepidoblásticas a granoblásticas esquistosadas variablemente definidas.

En los materiales carbonatados (Caliza Urbana), las transformaciones asociables al metamorfismo regional son muy débiles, y solo se manifiestan como recristalizaciones del carbonato, sin apreciarse ninguna neoformación mineral significativa. En alguna de las calizas estudiadas se observa la presencia de restos fósiles, lo que evidencia la escasa importancia de las transformaciones producidas por la tectónica y el metamorfismo varisco.

5.4.2. Metamorfismo de contacto

Los materiales metamórficos encajantes del Plutón de Valdepeñas presentan, en las proximidades de este, una serie de transformaciones que son debidas al metamorfismo de contacto producido por la intrusión del granitoide. Algunas de estas transformaciones como mosqueados y cornealizaciones, son observables en los afloramientos.

A escala microscópica, las pizarras y areniscas afectadas por este metamorfismo, presentan con frecuencia porfidoblastos de cordierita que suelen estar completamente retrogradados y transformados a filosilicatos secundarios de grano muy fino (clorita, sericita, pinnita). Estos porfidoblastos suelen tener secciones subredondeadas o elípticas y pueden presentar aplastamientos, con ligeras sombras de presión y donde la esquistosidad puede estar flexionada en torno a ellos; también pueden tener hábitos poiquilíticos y cribosos, conteniendo abundantes inclusiones que suelen estar dispuestas concordantemente con la esquistosidad principal, aunque pueden estar rodeados por ella.

En estas rocas también es relativamente frecuente la presencia de blastos tardíos de moscovita, discordantes con las estructuras deformativas regionales.

Con menor frecuencia, puede observarse la presencia de micro-fenoblastos de andalucita quiasolitica parcialmente degradada. Alguno de estos microfenoblastos ha crecido sobre antiguos porfidoblastos de cordierita.

También se encuentran con frecuencia microfenoblastos de biotita, que pueden estar ahusados y en algún caso poligonizados por deformaciones posteriores a su formación. En algunos casos también se observa la formación de parches de biotita sobre las máculas de cordierita alteradas. Las relaciones texturales de la biotita de contacto, ponen de manifiesto que su blastesis se ha producido desde periodos tardicinemáticos hasta claramente postcinemáticos.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

6.1. PREHERCÍNICO

En el entorno cercano, como es la Hoja de Puertollano, 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 2 (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 postcámblica. GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (1990) agrupan los diversos episodios sedimentarios o megasecuencias que forman el hiperciclo postcámblico 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 de la primera unidad (preorogénica), 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), 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 progradação 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, que tiene como techo la Cuarcita del Criadero. 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).

6.2. 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-SSO. El metamorfismo relacionado con ella es de bajo grado (zona de la clorita).

La Fase dos aflora muy someramente (ver apartado 3.3.2.2.), y podría estar relacionada con la etapa extensional que dio lugar al desarrollo de la falla a la que se asocia la zona de cizalla Puente Génave-Castelo de Vide. Esta banda de cizalla, al sur de este trabajo, desarrolla estructuras dúctil-frágiles, metamorfismo y magmatismo y se enmarca en una etapa extensional posterior a la fase anterior (MATAS *et al.*, 2009).

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

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” así como una importante fracturación. El clivaje de fractura asociado, de dirección nortada, no presenta ningún tipo de blastesis mineral.

6.3. ALPINO

Fuera del ámbito de la Hoja, los afloramientos triásicos y jurásicos más cercanos se sitúan al noreste y este de Valdepeñas, en la zona de Manzanares-Alcázar de San Juan y Villanueva de los Infantes, respectivamente. El Cretácico aflora ampliamente al este de la zona, en el Campo de Montiel, aunque algunos retazos pueden aparecer en el borde occidental de la hoja de Llanos del Caudillo. Por geofísica y sondeos se sabe que las areniscas triásicas llegan hasta las proximidades de Daimiel. En la Hoja, puede pertenecer al Triásico un pequeño relicto conglomerático ubicado en su parte central. También podrían estimarse como testimonio precenozoico (¿Cretácico?) por su similitud con facies tipo Utrillas, los restos de un manto de alteración desarrollado sobre las pizarras paleozoicas localizadas en el sector suroccidental.

En cualquier caso, por los datos anteriores y por la constatación de la existencia de Por estos depósitos se constata la existencia, al inicio del Triásico, de un paleorrelieve *pseudoapalachiano* desarrollado sobre los materiales paleozoicos, muy parecido al actualmente fosilizado por el Neógeno manchego.

Debido a los escasos datos disponibles, resulta difícil establecer la historia geológica de la zona durante el Mesozoico. Sin embargo, a partir de los estudios realizados en las hojas colindantes (Almagro, Manzanares, Alhambra e Infantes), puede resumirse regionalmente de la siguiente forma:

Durante los tiempos permotriásicos se reactivan las fracturas tardihercínicas en régimen distensivo, originando fosas que comienzan a rellenarse por depósitos de abanicos aluviales y fluviales (Facies Bunt). Esta sedimentación continental evoluciona rápidamente a facies transicionales, representadas por los depósitos inter-supramareales de las Facies Muschelkalk y por los depósitos de *sebkhas* litorales de las Facies Keuper. Esta invasión marina relacionada probablemente con procesos de estiramiento cortical, continúa durante el Jurásico inferior, instalándose en la región una plataforma somera carbonatada, cuyos depósitos evolucionan a facies de "lagoon". No se tienen datos de la sedimentación durante el Lías superior, Dogger y Malm. Como consecuencia de los movimientos neokimméricos y aústricos se produce el desmantelamiento parcial del Jurásico en los bloques elevados, apareciendo los depósitos continentales y/o transicionales de la Formación Utrillas sobre los carbonatos del Lías inferior. Durante el Cretácico superior se instala en la región una plataforma somera carbonatada con esporádico desarrollo de "patches" arrecifales de Rudistas.

Desde el Cretácico superior hasta el Mioceno superior no se observa registro sedimentario en toda la región, lo que impide establecer de forma precisa la repercusión de las fases alpinas principales. Dichas fases se sitúan en el Oligoceno superior, límite Mioceno inferior-medio y base del Mioceno superior para la submeseta meridional, sistema ibérico y prebético (CITAS). Las dos primeras, Castellana y Neocastellana, deben ser las causantes de las principales estructuras de plegamiento y fracturas reconocibles en el Triásico y Jurásico de la región, en las que juega un importante papel la reactivación de antiguas fracturas del zócalo. Durante la tercera fase se reactivan fallas profundas con direcciones E-O a NE-SO y las submeridianas, responsables de la individualización de numerosas cuencas de sedimentación continental, rellenas a lo largo del Mioceno superior y sobre todo del Plioceno.

Durante el Paleógeno y Mioceno inferior-medio la región se vio sometida a intensos procesos de alteración química de origen subtropical, que se ponen de manifiesto en los bordes de los relieves residuales. Esta alteración de los materiales pizarrosos paleozoicos, impuesta sobre perfiles previos, debió alcanzar solo varias decenas de metros de profundidad, de manera que aún se observan contenidos relativamente altos de caolinita en los niveles más bajos.

El registro finineógeno estudiado se emplaza sobre un paleorrelieve diferencial, al que rellena parcialmente. En muchos lugares la tectónica frágil alpina modifica esa disposición en paleorrelieves, pudiendo producir ahondamientos sustanciales de cerca de 300 m (Aldea del Rey). El mapa de isobatas de la Hoja de Valdepeñas pone de manifiesto, al norte de dicha localidad, la existencia de un surco alargado en la dirección E-O con dos zonas depocentrales. Una, localizada al norte de Valdepeñas, con un espesor superior a 200 m y con este mismo alargamiento, y la otra, localizada al NE de Valdepeñas, con un espesor superior a los 100 m y alargada en la dirección N 45°-N 225°. Estos depocentros estuvieron posiblemente controlados por alineaciones estructurales de fallas y pliegues, de manera que las isobatas de esta subcuenca se encuentran abiertas hacia el este, hacia el interior de la Llanura Manchega. Las zonas con menor

espesor de sedimentos se localizan al norte de la hoja, en el tercio septentrional, y en la mitad sur de la misma, donde el sustrato hercínico aflora con frecuencia, por exhumación de los sedimentos cenozoicos. Sin embargo, el relleno sedimentario aflorante se atribuye a la última etapa endorreica de la región manchega, estimada hace 2-2.5 m.a. (PÉREZ GONZÁLEZ, 1982). Todos los depósitos de este episodio, tanto en La Mancha (borde meridional) como en el Campo de Calatrava se consideran de edad pliocena. Esta situación cronoestratigráfica está reforzada por la interestratificación de materiales volcánicos que han sido datados radiométricamente como -8.7 (+/- 0.9) m.a./-6.4 (+/- 0.2) m.a. el más antiguo y entre -3.7 (+/- 0.7) m.a./-1.75 (+/- 0.4) m.a. el periodo de actividad principal, que duró hasta el Plioceno inferior (ANCOCHEA, 1983; BONADONNA y VILLA, 1984). Los depósitos aflorantes en la zona de Valdepeñas, por posición topográfica, deben ser incluso más modernos que los situados más al oeste entre estas manifestaciones volcánicas. Podríamos estar ante un registro en torno al Plioceno superior.

El relleno plioceno comienza con la instalación de ambientes fluviales distales de tipo "braided stream". Se trata de ambientes de llanura de inundación y canales de baja sinuosidad, representados por los depósitos de conglomerados, arenas y limos arenosos de la unidad 1. En los momentos de máxima actividad del flujo, los canales se rellenan de barras de gravas tanto transversales como longitudinales. Mientras que durante la caída del flujo, los canales se rellenan rápidamente de facies arenosas masivas, para posteriormente dominar la sedimentación por decantación en los momentos de tranquilidad energética, comportándose todo el conjunto como una gran llanura de inundación. En las zonas marginales se producen encostramientos carbonatados debidos a la colonización de plantas, que llegan a desarrollarse incluso sobre los sedimentos conglomeráticos de los canales. Este sistema fluvial que discurre hacia el SO, evoluciona en el espacio y en el tiempo, a ambientes lacustres/palustres muy someros, representando los últimos estadios del relleno de las depresiones durante el Plioceno superior. La distribución de los sedimentos en los lagos se efectúa en tres zonas paralelas a la línea de costa: litoral, plataforma y centro de cuenca, definidas por los caliches, calizas y margas (unidades 4, 2 y 3), respectivamente. Se produce, por tanto, una zonación del tamaño de grano y del contenido en carbonato. Dentro de este sistema se registran episodios de actividad fluvial, representados por las arenas con oncoides. Estas facies son el producto de canales fluviales muy saturados en carbonato cálcico, someros y con cierta agitación. La superposición en la serie de varias secuencias de arenas con oncoides señala, en algunas zonas, un dominio de canales fluviales de baja sinuosidad con paleoflujos también dirigidos hacia el SO. Ante la geometría de los cuerpos y las facies identificadas en los mismos, la sedimentación de la sucesión pliocena tuvo lugar bajo unas condiciones climáticas de tipo mediterráneo con marcada estacionalidad, presentado largos periodos de aridez y una estación húmeda, corta e intensa.

El final del relleno sedimentario está marcado por un episodio de aplanamiento generalizado, ligado al desarrollo de perfiles de alteración carbonatada de carácter freático. Se originan costas carbonatadas laminares, que representan el comienzo de la degradación del relleno terciario con el inicio del establecimiento de la red fluvial cuaternaria (o la etapa previa al exorreismo). De manera que con la disección fluvial se produce la degradación parcial de las cuencas, generándose los depósitos más recientes de la hoja: coluviones, terrazas, abanicos aluviales, glaciares, fondos de valle y aluviones. Cabe destacar el bajo número de terrazas originadas por el río Jabolón y su escasa potencia.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

7.1.1. Minería metálica

No se conoce ningún caso de minería metálica en el ámbito de esta Hoja.

7.1.2. Rocas y minerales industriales

Las explotaciones de rocas industriales se han centrado en la obtención de áridos (Tabla 3), encontrándose la mayor parte al E de la población de Valdepeñas estando inactivas. En estas canteras se han explotado las calizas terciarias, realizándose el machaqueo y clasificación para su uso en diversas aplicaciones. De menor interés han sido las extracciones del manto de alteración del Plutón de Valdepeñas y algunos coluviones cuarcíticos utilizados como préstamos en la construcción de nuevas carreteras.

Explotación	Término Municipal	Sustancia explotada	Coordenadas UTM		Situación
			X	Y	
Casa de la Madrileña	Valdepeñas	Áridos (arena granítica)	476100	4292250	Abandonada
Cerro de las Cabezas	Valdepeñas	Arcillas sericit.-caoliníferas	459050	4288000	Abandonada
Paraje de las Veguillas	Valdepeñas	Áridos (coluviones)	463100	4285625	Abandonada
Paraje de las Veguillas	Valdepeñas	Áridos (calizas)	468425	4289775	Abandonada
Paraje de las Veguillas	Valdepeñas	Áridos (calizas)	469400	4290150	Abandonada
Paraje de las Veguillas	Valdepeñas	Áridos (calizas)	469650	4289550	Abandonada
Paraje de las Veguillas	Valdepeñas	Áridos (calizas)	470250	4289250	Abandonada

Tabla 3.– Explotaciones de rocas y minerales industriales en la Hoja de Valdepeñas.

Mención aparte merece una explotación de arcillas sericítico-caoliníferas que hay en la parte occidental del mapa, en los Cerros de Argamasilla. El material extraído ha sido utilizado en la elaboración de gres y azulejos, y se trata de arcillas procedentes de la alteración de pizarras negras de la serie ordovícica.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Climatología

La hoja se encuentra comprendida entre las isoyetas de 400 mm y 600 mm. La temperatura media anual es de unos 15°C y, la evapotranspiración potencial (ETP) anual es de 816 mm.

Los datos climáticos están referidos a la estación termopluviométrica, situada en Valdepeñas:

Datos generales de estación meteorológica							
Nombre	Clave	Provincia	Tipo	Altitud	Latitud	Longitud	Orien-tación
VALDEPEÑAS 'LOS CHARCOS'	4147C	Ciudad Real	ESTACIÓN TERMO- PLUVIOMÉTRICA	695	38°46'	03°23'	O

Años útiles								
Nombre	Clave	Provincia	Años Precipitación	Año inicio	Año fin	Años Temperatura	Año inicio	Año fin
VALDEPEÑAS 'LOS CHARCOS'	4147C	Ciudad Real	36	1968	2003	35	1969	2003

Clasificación climática de Papadakis						
Nombre	Clave	Tipo de Invierno	Tipo de Verano	Régimen de Humedad	Régimen Térmico	Clasificación
VALDEPEÑAS 'LOS CHARCOS'	4147C	Avena	Oryza	Mediterráneo Seco	Cálido/ Semicálido	Mediterráneo continental

ETP anual (Thornthwaite)												
Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
10,3	15,4	31	43,7	79,8	126,5	164,9	151,1	101,7	55,6	23,9	12,5	816,3

Pluviometría media mensual (mm)												
Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
38,4	33	31,9	46,1	44,2	27,9	9	5	22,8	50,5	42,5	44	395,2

Temperaturas medias mensuales (°C)												
Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
5,9	7,6	10,4	12,3	16,8	22,3	26,1	25,8	21,7	15,6	10	6,8	15,1

7.2.2. Hidrología superficial

La hoja se encuentra ubicada, en su totalidad, dentro de la Cuenca Hidrográfica del Guadiana. La Cuenca Hidrográfica del Guadiana se corresponde con la Cuenca Alta o de Cabecera de este río. El cauce más importante es el río Jabalón afluente del Guadiana por su margen izquierda. La regulación de este río se realiza por el embalse de la Cabezuela, que se encuentra localizado dentro de esta hoja, y que tiene una capacidad de 42,8 hm³.

7.2.3. Características hidrogeológicas

La mayoría de las captaciones de agua existentes (Tabla 4) están relacionadas con materiales sedimentarios, neógenos detríticos, que tienen permeabilidad primaria por porosidad intergranular, o con materiales igualmente neógenos correspondientes a calizas fracturadas y fisuradas.

CÓDIGO IGME	TIPO	COTA	CAUDAL (L/s)	PROF.	ACUÍFERO
2032.1.0031	Pozo	690	—	—	Aislado
2032.3.0003	Pozo	720	—	8	SA-23
2032.3.0004	Pozo	720	—	2,5	SA-23
2032.3.0018	Pozo	736	97,22	14	Aislado
2032.3.0019	Pozo	732	—	10	Aislado
2032.3.0020	Pozo galería	710	100	6	Aislado
2032.3.0025	Pozo	720	—	10,75	Aislado
2032.3.0026	Pozo	720	—	—	Aislado
2032.6.0022	Sondeo	750	—	100	Aislado

Tabla 4.– Principales puntos de agua de la hoja de Valdepeñas.

Al norte de la hoja, en la zona central, se localizan los límites del extremo sur de la poligonal envolvente de la Masa de Agua Subterránea 041.007 Mancha Occidental I. Esta MASb constituye una fosa tectónica, con zócalo paleozoico, sobre el que se depositan discordantes los materiales terciarios y cuaternarios. Está constituida por depósitos detríticos, calizas, calizas margosas y localmente rañas. Los materiales de mayor permeabilidad se corresponden con calizas miocenas que tiene un espesor medio de 35 metros creciente hacia el oeste.

Las calizas neógenas conforman un acuífero de carácter libre y presentan una permeabilidad alta superior a 102 m/día. La transmisividad se encuentra en valores de 50 a 20.000 m²/día y el coeficiente de almacenamiento es del orden de 0,10. El detrítico neógeno de base conforma un acuífero de carácter semiconfinado y presenta una permeabilidad alta superior a 102 m/día. La transmisividad se encuentra en valores de 20 a 200 m²/día y el coeficiente de almacenamiento es del orden de 0,05. El flujo subterráneo de la MASb tiene una dirección Sureste-Noroeste.

Al oeste y sur de la hoja se localiza el aluvial del río Jabalón que conforma un acuífero constituido por gravas, arenas y limos cuaternarios.

El inventario de puntos de agua del IGME (Base de Datos Aguas XXI), en esta hoja, ofrece la siguiente información: los pozos que captan el aluvial del río Jabalón tienen profundidades comprendidas entre los 3-30 metros, al oeste de la hoja, y entre 6-16 metros al sur, aportando caudales que oscilan entre 2,5 y 13 l/s. Los niveles piezométricos se sitúan entre 3-8 metros al oeste y 3-12 al sur. Los sondeos que captan el acuífero formado por las calizas pliocenas y el detrítico neógeno tienen profundidades comprendidas entre 11 y 70 metros. Aportan caudales del orden de 6 a 12 l/s. el nivel piezométrico se localiza entre 3,5 y 25 metros de profundidad. Solamente hay inventariados dos sondeos de alrededor de 100 metros de profundidad.

Las facies hidroquímicas de las aguas son bicarbonatada/bicarbonatada-sulfatada, cálcica/cálcico-magnésica.

El IGME tiene inventariado como aprovechamiento de agua mineromedicinal, en el término municipal de Valdepeñas, el manantial de Aguas del Peral, que tiene una facies química bicarbonatada cálcica.

8. PATRIMONIO GEOLÓGICO

En este epígrafe se deja constancia de los lugares de interés geológico, que intentan reflejar algunos aspectos de la evolución geológica y la geodiversidad de esta Hoja. Forman parte de la continuación del Inventario Nacional de Lugares de Interés Geológico, realizado por el IGME desde 1978.

Los objetivos de este proyecto son:

- Conocimiento del patrimonio geológico en España.
- Creación de archivos de documentación.
- Sistematizar y aprovechar la cantidad de información obtenida en la realización del MAGNA y en otras actividades geológicas.
- Proporcionar material didáctico para la enseñanza.
- Fomentar la investigación de enclaves de material geológico, lo que conlleva un mayor conocimiento de la Naturaleza.
- Elevar nuestro prestigio entre países de vanguardia en investigación y conservación de la Naturaleza (ELÍZAGA, E., 1978).

Uno de los fines de la realización de este inventario es el establecimiento de una red de LIG susceptibles de formar itinerarios que permitan reconocer las características de cada región geológica.

8.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DE LOS LIG

Se han seleccionado en la Hoja un total de cuatro lugares de interés geológico o LIG, que son representativos de la geodiversidad que esta presenta.

Los LIG seleccionados muestran rocas y procesos geológicos de alto valor regional, que se extienden por regiones próximas, con buenos ejemplos del registro Paleozoico y Cenozoico, que también muestran procesos geomorfológicos típicos de estos resaltes estructurales.

El contenido de estos LIG se encuadra en disciplinas cuya utilización recomendada es de carácter científico, divulgativo y turístico.

8.2. CRITERIOS METODOLÓGICOS DE SELECCIÓN

La selección de los LIG se ha realizado de acuerdo con las directrices indicadas por el IGME y mediante el método de consulta a expertos.

Evidentemente, los criterios de selección están condicionados por la realidad geológica y los límites geográficos de esta Hoja. Una de las singularidades de la Hoja es la presencia de rocas del Paleozoico y sus estructuras tectónicas, junto con rocas y sedimentos del Neógeno y Cuaternario.

LIG nº 1. Discordancia Cenozoico-Paleozoico en Valdepeñas. Este LIG es un buen ejemplo de discordancia angular entre el Paleozoico y el Cenozoico, que se localiza en la trinchera de la carretera de circunvalación a Valdepeñas. Se observa una serie pizarrosa monoclinal de unos 45° de buzamiento, correspondiente a las Pizarras del Río (Ordovícico), sobre la que se emplaza un conjunto de calizas blancas alabeadas, en bancos de unos 80 cm de espesor. El interés principal es de tipo geomorfológico y como interés secundario destaca el interés petrológico.

LIG nº 2. Paleoalterita cenozoica del arroyo de la Veguilla. Este LIG de pequeñas dimensiones se localiza en la discordancia entre el basamento paleozoico y su cobertera sedimentaria neógena. Esta última, está formada por un registro tableado de calizas lacustres, que presenta en su muro una capa de marga amarillenta y, por debajo, una interesante costra nodular carbonatada de colores grisáceos, que se apoya sobre pizarras. Esta carbonatación es de carácter penetrativo y da lugar a fenómenos de epigénesis. El interés principal es de tipo petrológico y como secundario destaca por su interés geoquímico.

LIG nº 3. Inselberg neógeno de La Jarosa. Este LIG es un cerro cónico a favor de un dique de cuarzo entre la serie pizarrosa, con 848 m de altitud y perfil cóncavo extraordinariamente perfecto, que está articulado por un contorno pedregoso suelto en glacis de perfil cóncavo, con el nivel general de la topografía y techo de la culminación de la cuenca sedimentaria. Es un referente paisajístico de la región. El interés principal es de tipo geomorfológico.

LIG nº 4. Pliegues tumbados y esquistosidad en pizarras del Ordovícico de Baños del Peral. Este LIG es parte de la Formación Pizarras del Río, del Ordovícico medio. En este lugar se observa la esquistosidad S2 subhorizontal en las pizarras y varios pliegues tumbados, claramente perceptibles gracias a la presencia de pequeños filones de cuarzo. La presencia de esta esquistosidad S2 y de los pliegues tumbados apunta a que este bloque pertenece a un nivel profundo de la corteza, que ha sido elevado mediante fallas. El interés principal es de tipo tectónico.

9. BIBLIOGRAFÍA

- ÁBALOS, (1990): *Cinemat́ica y mecanismos de la deformación en régimen de transpresión. Evolución estructural y metamórfica de la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba*. Tesis doctoral, Univ. del País Vasco: 1-430.
- ALÍA, M. (1963): "Rasgos estructurales de la Baja Extremadura". *Bol. Soc. Esp. Hist. Natu., G, I*: 247-262.
- ALMELA, A.; ALVARADO, M.; FELGUEROSO, C. y QUINTERO, I. (1962): "Estudio geológico de la región de Almadén". *Bol. Geol. Min.*, 83: 193-327.
- ALVARADO, A. y MENÉNDEZ, L. (1930): "Pizarras bituminosas. Datos obtenidos en el sondeo nº 1 de Puertollano". *Bol. Geol. Min.*, vol. LX.
- ÁLVAREZ-NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J.L.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA, M.; MONTERERÍN, 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.
- ANCOCHEA, E. (1983): *Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central*. Tesis Doctoral, Univ. Comp. Madrid: 1-675.
- ARRIBAS, A. y ANTÓN, M. (1997): "Los carnívoros de los yacimientos pliocenos de Las Higueruelas y Piedrabuena (Ciudad Real, España)". *Boletín Geológico y Minero*, 108 (2), 111-120.
- BABÍN, C. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1991): "Middle Ordovician bivalves from Spain and their phyletic and palaeogeographic significance". *Palaeontology*, 34: 109-147.
- 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.
- BERGAMÍN, J.F. y DE VICENTE, G. (1985): "Estructura en profundidad del Granito del Pozo de la Serna (Ciudad Real), en base a datos gravimétricos". *Estudios Geol.*, 41: 381-384.
- BLATT, H.; MIDDLETON, G.V. y MURRAY, R.C. (1972): *Origin of sedimentary Rocks*. Prentice Hall: 1-634.
- BOGALO, M.F., OSETE, M.L.; ANCOCHEA, E. y VILLALAIN, J.J. (1994): "Estudio paleomagnético del volcanismo de Campos de Calatrava". *Geogaceta*, 15: 109-1112.
- BULLOCK *et al.* (1985).
- BOUYX, E. (1970): "Contribution à l'étude des Formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Méridionale (Ciudad Real et Badajoz)". *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 73: 1-263.

- BRENCHEY, 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.
- BRENCHEY, P.J.; ROMANO, M.; YOUNG, T.P. y STORCH, P. (1991): "Hirnantian glaciomarine diamictites evidence for the spread of glaciation and its effects on Upper Ordovician faunas". In Barnes, C.R. y Williams, S.H. (eds.). *Advances in Ordovician Geology, Geol. Surv. Canada*. 90 (9): 325-336.
- BURG, J.P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, Ch.; MATTE, Ph. y RIBEIRO, A. (1981): "Variscan intracontinental deformation: Coimbra-Córdoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula)". *Tectonophysics*, 78: 161-177.
- BUTTENWEG, P. (1968): "Geologische Untersuchungen im Ostteil der Sierra Morena nordöstlich von La Carolina (Provinz Jaén, Spanien)". Münsters. *Forsch. Z. Geol. u. Palaönt.*, 6: 1-125.
- CARRACEDO, M.; PAQUETTE, J.L.; ALONSO OLAZÁBAL, A.; SANTOS ZALDUEGUI, J.F.; GARCÍA DE MADINABEITIA, S.; TIEPOLO, M. y GIL IBARGUCHI, J.I. (2009): "U-Pb dating of granodiorite and granite units of the Los Pedroches batholith. Implications for geodynamic models of the southern Central Iberian Zone (Iberian Massif)". *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 98: 1609-1624.
- CASIANO DE PRADO, M. (1856): "La géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède". *Bull. Soc. Geol. France*, tomo 12, vol. 5: 774-785.
- CHAUVEL, J.; DROT, J.; PILLET, J. y TAMAIN, G. (1969): "Precisions sur l'Ordovicien moyen et superieur de la « serie type » du Centenillo (Sierra Morena orientale, Espagne)". *Bull. Soc. Geol. France* (7ª ser.), 11 (5): 613-626.
- CHAUVEL, J. y MELÉNDEZ, B. (1986): "Note complementaire sur les Echinodermes ordoviciens de Sierra Morena". *Estud. Geológicos*, 42: 451-459.
- CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL GUADIANA (CHGU) (1998): Plan Hidrológico de Cuenca del Guadiana I.
- (2010): <http://www.chguadiana.es/>
- CORTAZAR, D. (1880): "Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad Real". *Bol. Com. Map. Geol. España*, 7: 289-329.
- CRESPO, V. y REY J. (1971): "Contribución al estudio del Valle de Alcudia". *Bol. Geo. Min. España*, 82 (6): 512-515.
- CRESPO ZAMORANO, J.L. (1992): *Geología, mineralogía y génesis de los yacimientos de manganeso cobaltíferos del Campo de Calatrava (Ciudad Real)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense, Madrid, 389 pp.
- DANTIN CERECEDA, J. (1948): *Resumen fisiográfico de la Península Ibérica*. Instituto Sebastián Elcano. CSIC, 309 pp.

- DÍEZ BALDA, M.A. (1986): *El complejo esquistó-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.; AYARZA ARRIBAS, P. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1992): "El cizallamiento dúctil sub-horizontal de la segunda fase hercínica al Sur de Salamanca: Engrosamiento y colapso extensional". III Cong. Geol. Nac. Vol. *Simp.* Salamanca.
- 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 Arco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds): 523-534.
- DÍEZ BALDA, M.A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990): "Structure of the Central Iberian Zone". En *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Dallmeyer y Martínez García Eds. Springer Verlag, Berlín-Heidelberg: 172-188.
- DUNHAM (1962): "Classification in carbonate rocks according to depositional texture". En: *Classification of carbonate rocks* (W.E. Ham, ed). *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.* 108-121.
- EGOZCUE, J. y MALLADA, L. (1876): "Descripción geológico-minera de la provincia de Cáceres". *Mem. Com. Map. Geol. España*, 4: 1-368.
- EMBRY y KLOVAN (1971): "A Late Devonian reef tract on northeastern Bank Island, Northwest Territories". *Bull. Can. Petrol Geol.* 19: 730-781.
- ESCUDEU, J.; VILLAR, P.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, 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.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1844): *Basaltos*. Semanario Pintoresco. Madrid.
- FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; DE PABLO MACÍ, 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 BRANCA, J.; BENITO MORENO, M.I.; NÚÑEZ-LAGO POLO, B.; TORRES PÉREZ-HIDALGO, T.; CABRA GIL, P.; LEYVA CABELLO, F.; MATAS GONZÁLEZ, J. y ROLDÁN, F. (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. Ass. Proc.*, 75: 461-492.
- FORTEY, R.A. (1994): "Global earlier Ordovician transgressions and regressions and their biological implications". In D.L. Bruton (Eds.). *Aspects of the Ordovician System*. Palaeontological Contributions of the University of Oslo, 295: 35-70.

- 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", Spain. *Bolletino della Società Geol. Ital.*, 87: 511-521.
- GALLARDO-MILLÁN, J.L.; HIGUERAS, P. y MOLINA, J.M. (1994): "Análisis estratigráfico de la 'Cuarcita del Criadero' en el Sinclinal de Almadén". *Bol. Geol. Min. Esp.* 105: 135-145.
- GALLARDO-MILLÁN, J.L. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (2000): "Magnetoestratigrafía del relleno neógeno en las cuencas del Campo de Calatrava (Ciudad Real)". *Geotemas* 1: 101-104.
- GAMBOA, L. y PACHECO, J. (1923): "Estudio de la cuenca carbonífera de Puertollano". *Bol. Oficial de Minas y Metalurgia*. Madrid.
- GARCÍA PALACIOS, A.; GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. y HERRANZ ARAUJO, P. (1996): "Edad y correlación de la "Cuarcita del 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.; BARRANCO, E.; LORENZO, S.; MARTÍNEZ RIUS, A.; SOLDEVILLA, J.; VÁZQUEZ, J.; VERGES, J. y VIDAL FUNES, A. (1987): *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Segunda serie. MAGNA. Hoja nº 781 (Siruela)*. IGME.
- GIL CID, M.D.; DOMÍNGUEZ, P. y ESCRIBANO, M. (1996): "Primera cita de un Blastoideo Coronado en el Ordovícico Superior de Sierra Morena oriental". *Rev. Soc. Geol. España*, 9: 253-267.
- GIL TOJA, A.; JIMÉNEZ 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.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1916): "Bosquejo geográfico-geológico de los Montes de Toledo". *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.*, 15: 5-74.
- GONÇALVES, F. (1971): "Subsidios para o conhecimento geológico do Nordeste Alentejano". *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 18: 1-62.
- GUMIEL, P.; CAMPOS, R.; MONTERERIN, V.; BELLIDO, F.; QUESADA, C. y LOMBARDEIRO, M. (2002): *Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Sector Centro-Occidental de Extremadura*.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1986): *Graptolitos del Ordovícico español*. Tesis doctoral, Univ. Comp. de Madrid, 3 volúmenes: 1-701. (Inédita).
- (2003): Informe Interno de Relación de Muestras Paleontológicas del SE de la Prov. de C. Real (Hojas 811, 812, 837, 839, 863 y 865). IGME.
- 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): 225-228.

- 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)". *Bol. Geol. 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.; SAN JOSÉ, M.A. y PIEREN, A. (1990): "Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy". *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Dallmeyer y Martínez García Eds. Springer-Verlag Berlín Heildeberg.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. y SARMIENTO, G.N. (1996): Informe interno de Macro y Microfósiles del Ordovícico de la Hoja 836 (Mestanza). IGME.
- HAFENRICHTER, M. (1979): "Paläontologisch-Ökologische und lithofazielle Untersuchungen des 'Ashgillkalkes' (Jungordovícium) in Spanien". *Arbeiten der Paläontologisches Institut Würzburg*, 3: 1-139.
- HAMMANN, W. (1983): "Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovícium von Spanien; ihre Biostratigraphie, Ökologie und Systematik". *Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft*, 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* 11: 1-47.
- HENKE, W. (1926): "Beitrag zur Geologie der Sierra Morena nördlich von La Carolina (Jaén)". *Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges.*, 39 (2): 183-204. (Traducido al español en Publicaciones extranjeras sobre geología de España).
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1912): "Itinerario geológico de Toledo a Urda". *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.*, 1: 5-46.
- (1932): "Estudio de la región volcánica central de España". *Mem. Real. Acad. Cienc. Exac. Fís. y Nat.*, 3: 5-23.
- HERNÁNDEZ SAN PELAYO, P. (1935): "El sistema Cambriano". *Mem. Inst. Geol. Min. España*. Explicación del nuevo Mapa Geológico de España en escala 1:1000.000, 1: 291-525.
- HERRANZ, P.; SAN JOSÉ, M.A. y VILAS, L. (1977): "Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle de Matachel". *Estudios Geol.*, 33 (4): 327-342.
- HUDLESTON, P.J. (1973): "Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development". *Tectonophysics* 66: 127-146.

- IGME-MAYASA-ENCASUR (1984-1987): Proyecto de exploración sistemática coordinada de las zonas de Reserva Hespérica, Valdelacasa, Alcudia y Guadalupe. Fondo Documental del IGME.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. Escala 1:1000.000. Inst. Geol. Min. España. Madrid.
- JULIVERT, M.; VEGAS, R.; ROIZ, J.M. y MARTÍNEZ RIUS, A. (1983): "La estructura de la parte SE de la Zona Centroibérica con metamorfismo de bajo grado". *Libro Jubilar J.M. Ríos*, IGME., vol. 60: 477-490.
- KETTEL, D. (1968): "Zur geologie der östlichen Sierra Morena im Grenzbereich der Provinzen Jaén, Ciudad Real und Albacete (Spanien)". *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 8: 1-159.
- LEUTWEIN, J.; SAUPE, F. y BOUYX, E. (1970): "Premier mesure geochronologique en Sierra Morena: La granodiorite de Fontanosas". *Geol. En Mihnbow Nederl.*, 49: 297-304.
- LEYVA, F. y MATAS, J. (2009): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 813 (Villanueva de los Infantes)*. IGME.
- LÓPEZ DÍAZ, F. (1991): "Características de la primera fase (distensiva) hercínica en la Sierra de S. Pedro (Cáceres-Badajoz)". *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, 16: 53-63.
- LÓPEZ DÍAZ, F. (1992): *Evolución estructural de la Antiforma de Navalpino (Zona Centroibérica)*. Tesis Doctoral, Univ. Oviedo Inédita: 1-144.
- (1993): "La estructura del Anticlinal de Navalpino (Zona Centroibérica)". *Rev. Soc. Geol. España*, 6 (3-4): 145-163.
- LORENZO, S. y GÓMEZ, M.A. (1992): Estudio geológico de la Reserva Fresneda. Informe inédito MAYASA. (Almadén, 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 España. SGE. Granada, vol. 1: 115-118.
- LOTZE, F. (1945): "Observaciones respecto a la discusión de los variscides de la Meseta Ibérica". *Publi. Extr. Geol. España*, V, 149-166. Traducción de J.M. Ríos.
- (1954): "Forschungen zur Stratigraphie des westmediterranen Kambriums". *Jb. Akad. Wiss. Lit.*: 68-69.
- (1956): "Über sardischen Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung". *Geotekt. Siymp. hans sttille*, 129-139.
- (1958): "Zur Stratigraphie del spanischen Kambriums". *Geologie*, 7 (3-6): 727-750. Trad. J. Gómez de Llarena. Notas y Com. Inst. Geol. Min. España, 61: 131-164.

- (1961): *Das Kambrium Spaniens*. Teil I: Stratigraphie. Akad. Wiss. Lit. Abh. Math. Naturw. K1., 6: 1-216 (283-498).
- LLOPIS LLADÓ, N. y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. M. (1961): "Sobre la existencia de una orogenia arcaica en el centro de España y sus relaciones con Asturias". *Brev. Geol. Astúrica*, 5 (3-4): 51-72.
- (1963): "Sur la presence d'une discordance précambrienne au Sud de Toledo (Espagne)". *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, 7: 250-251.
- (1965): "Sur les caracteres morphotectoniques de la discordance précambrienne au Sud de Toledo (Espagne)". *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, 7: 220-221.
- MAESTRE, A. (1836): *Nota sobre las formaciones basálticas de la Mancha*. Neves. Jahebuch.
- MALLADA, L. (1896): "Sistema Cambriano y Siluriano". Explic. Mapa Geol. España, II, 516 p. Madrid.
- MANIAR, P. y PICCOLI, C. (1989): "Tectonic discrimination of granitoids". Geological Society of America, *Bulletin*, vol. 101, pp. 635-643.
- MAREK, L. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (*in litt*): "Middle Ordovician Hyoliths from Spain". *Journal of Paleontology*.
- MARM (2010): Datos meteorológicos del Sistema de Información Geográfico Agrario (SIGA).
- MARTÍN ESCORZA, C. (1977): "Nuevos datos sobre el Ordovícico Inferior; el límite Cámbrico-Ordovícico y las fases sárdicas en los Montes de Toledo: consecuencias geotectónicas". *Estudios Geológicos*, 33: 57-80.
- 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.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; HACAR RODRÍGUEZ, M.P.; VILLAR ALONSO, P.; PÉREZ-ESTAÚN, A. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1992): "Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain". *Geologische Rundschau* 81/2-545-560. Stuttgart.
- 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. Sci. Paris*, 321: 609-615.
- 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. (1998): "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.

- MARTÍN-SERRANO GARCÍA, A.; MONTERERÍN LÓPEZ, V.; ANCOCHEA SOTO, E.; HERRERO HERNÁNDEZ, A.; REY MORAL, C. y MARTÍN BANDA, R. (2018): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 811 (Moral de Calatrava)*. IGME.
- MATAS, J.; LEYVA, F. y Díez MONTES, A. (2005): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 731 (Zorita)*. IGME.
- MATAS, J.; LEYVA, F. y CABRA, P. (2009): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 864 (Venta de los Santos)*. IGME.
- MATTE, Ph. (1986): "Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe". *Tectonophysics*, 196: 329-374.
- MAZO, A.V. (1993): "Piedrabuena y Las Higuieruelas: aportación a la cronoestratigrafía del Villafranquiense del Campo de Calatrava (Ciudad Real)". *Revista Española de Paleontología*, 8 (2): 133-139.
- MAZO, A.V. y TORRES, T. (1990): "El Pozo de Piedrabuena, un nuevo yacimiento de vertebrados pliocenos en el Campo de Calatrava (Ciudad Real)". *Paleontología i Evolució*, 23: 213-222.
- MELÉNDEZ, B. (1943): "Los terrenos Cámbricos de la Península Ibérica". *Trab. Inst. "Juan de Acosta" (Geol.)*, 1 (1): 1-179.
- MERTEN, R. (1955a): "Stratigraphie und Tektonik der nordöstlichen Montes de Toledo (Spanien)". *Diss. Math. Naturwiss. Fak. Univ. Münster*: 1-10.
- MIALL, A.D. (1977): "A review of the braided river depositional environment". *Earth Sci. Reviews*, 13: 1-62.
- (1978): "Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary". En: *Fluvial Sedimentology*. (A.D. Miall, Ed.). *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, 5: 597-604.
 - (1992): "Alluvial deposits". En: *Facies models. Response to sea level change*. (R.G. Walkery N.P. James, Eds.). Geological Association of Canada, 119-142 pp.
- MOLINA, E. (1975): *Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real)*. Trab. sobre Neogeno y Cuaternario, 3, 106 pp.
- MONTERO, P.; MARTÍN PARRA, L.M.; MATAS, J. y MARTÍNEZ POYATOS, D.J. (en prep.): *Geocronología del Plutón de Santa Elena*.
- MONTERERÍN, V. y LÓPEZ, M.J. (1985): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 682 (Sevilleja de la Jara)*. IGME.
- MONTERERÍN, V.; NAVARRO JULI, J.J. y PALERO, F. (2016): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª serie MAGNA. Hoja nº 837 (Viso del Marqués)*. IGME.

- MONTESERÍN, V. y PÉREZ ROJAS, A. (1985): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 653 (Valdeverdeja)*. IGME.
- MONTESERÍN, V.; MARTÍN SERRANO, A.; ANCOCHEA SOTO, E.; HERRERO HERNÁNDEZ, A.; REY MORAL, C. y MARTÍN BANDA, R. (2018): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª serie MAGNA. Hoja nº 810 (Puertollano)*. IGME.
- MORENO, F. (1977): *Estudio geológico de los Montes de Toledo occidentales*. Tesis Univ. Comp. de Madrid: 1-207.
- MORENO, F.; VEGAS, R. y MARCOS, A. (1976): "La edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia 'sárdica' en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España)". *Brev. Geol. Astur.* 20, 1: 8-16.
- NOZAL, F. y PÉREZ ROJAS, A. (1985): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 681 (Castañar de Ibor)*. IGME.
- MUÑOZ, J. (1976): *Los Montes de Toledo*. Inst. de Geografía Juan Sebastián Elcano, CSIC, 500 pp.
- ORTEGA, E. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1986): "La discordancia intraalcudiense en el dominio meridional de la Zona Centroibérica". *Brev. Geol. Astúrica*, 3-4: 27-32.
- PALERO, F.J. (1991): *Evolución geotectónica y yacimientos minerales de la Región del Valle de Alcudia (Sector Meridional de la Zona Centroibérica)*. Tesis doctoral. Departamento de Geología. Fac. Ciencias Univ. Salamanca. Inédita.
- (1992): "La sucesión paleozoica y estructura del Sinclinal de Solana del Pino (Ciudad Real)". *Estudios Geológicos*. Vol. 48 (5-6): 341-352.
- PALERO, F.J. y MARTÍN IZARD, A. (1988): "Las mineralizaciones estratoides de Zn-Pb en la Caliza Urbana del paraje de Peña del Águila (Calzada de Calatrava, Ciudad Real)". *Bol. Sociedad Esp. Mineralogía*, 11(1): 179-189.
- PARDO, M.V. (1997): *Geología del Devónico meridional de la Zona Centroibérica*. Tesis doctoral. Univ. de Oviedo. Inédita: 1-472.
- PARDO, M.V. y GARCÍA ALCALDE, J.L. (1984): "Bioestratigrafía del Devónico de la región de Almadén (Ciudad Real, España)". *Trab. Geol.* 14: 79-120.
- PARIS, F. (1990): "The Ordovician chitinozoan biozones of the Northern Gondwana Domain". *Review of Palaeobotany and Palynology*, 66: 181-209.
- PARIS, 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.

- PARIS, F.; ROBARDET, M.; DURAND, J. y NOBLET, C. (1982): The Lowet Paleozoic transgression in Southwestern Europe. *Palaeontological Contributions of the University of Oslo*, 280: 41.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W. y TINDLE, A.G. (1984): *Journal of petrology*, 25, 956-983.
- PELAEZ, J.R.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; HERRANZ, P.; PIEREN, A.; VILAS, L. y SAN JOSÉ, M.A. (1989): "Upper Proterozoic in Central Spain". *28 Intern. Geol. Cong.* Vol. 2: 590-591. Washington D.C.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1981): *Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral Ed. Univ. Comp. de Madrid: 1-787.
- PIEREN, A. (1986): "Mobilité du bassin sédimentaire au Silurien inferieur dans le Synclinal de Herrera del Duque (Badajoz, España)". *11ème Reuní. Sci. Terre; Clermont-Ferrand, Commun. Soc. Géol. Fr.; édit. Paris*, 1: 148.
- PILES, E. y NOZAL, F. (1989): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja n° 733 (Castilblanco)*. IGME.
- PILES MATEO, E. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1988): *Hoja y Memoria n° 738 (Villarta de San Juan) del Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA*. IGME.
- PILLOLA, G.L. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1988): "Graptolites du Tremadoc su sud-ouest de la Sardaigne (Italie)". *Geobios* 21 (5): 553-565.
- POBLETE, M.A. (1995): *El relieve volcánico del Campo de Calatrava (Ciudad Real)*. Tesis doctoral Universidad Autónoma de Madrid 476 pp.
- PORTERO, J.M. y DABRIO, C. (1988): "Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo meridionales y Campo de Calatrava". *II Cong. Geol. España. Com.* Vol. 1: 161-164.
- PORTERO, J.M.; RAMÍREZ MERINO, J.I.; ANCOCHEA, E.; GALLARDO, J. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1988 b): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja n° 784 (Ciudad Real)*. IGME.
- PORTERO GARCÍA, J.M.; RAMÍREZ MERINO, J.I.; ANCOCHEA, I. y GALLARDO, J. (1988): *Hoja y Memoria n° 760 (Daimiel) del Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA*. IGME.
- PORTERO, J.M.; RAMÍREZ MERINO, J.I. y ANCOCHEA, E. (1989): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja n° 759 (Piedrabuena)*. IGME.
- 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.
- (1992): "Evolución tectónica del Macizo Ibérico (Una historia de crecimiento por acreencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico superior y el Paleozoico)". En J.C. Gutiérrez-

- Marco e I. Rábano Eds., *Paleozoico inferior de Ibero-América*. Universidad de Extremadura: 172-190.
- 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, Berlin: 252-258.
- RÁBANO, I. (1988): *Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona Centroibérica española*. Tesis doct., Univ. Comp. Madrid, 3 vol: 1-621.
- (1989): "El género *Uralichas* Delgado, 1892 (Trilobita, Lichaida) en el Ordovícico de la Península Ibérica". *Bol. Geol. y Minero*, 100 (1): 21-47.
 - (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).
- RAMÍREZ, E. (1955): "El sinclinal de Guadarranque (Cáceres). Contribución a la estratigrafía del Silúrico hispano". *Estudios Geol.*, 11 (27-88): 409-436.
- RAMÍREZ MERINO, J.I.; PORTERO, J.M.; ANCOCHEA, E.; GALLARDO, J. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1988): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 784 (Almagro)*. IGME.
- RAMÍREZ MERINO, J.I.; PORTERO GARCÍA, J.M.; ANCOCHEA, E. y GALLARDO, J. (1988): *Hoja y Memoria de la Hoja nº 786 (Manzanares) del Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA*. IGME.
- RAMÍREZ MERINO, J.I.; PALERO, F.J.; PIEREN, A.; MONTESERÍN, V.; NIETO, M.A. y OLIVÉ, A. (2016): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 836 (Mestanza)*. IGME.
- RAMÍREZ MERINO, J.I.; PALERO, F.J.; PIEREN, A.; FRAILE, Mª.J. y PORTERO GARCÍA, G. (2016): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª serie MAGNA. Hoja nº 835 (Brazatortas)*. IGME.
- RAMSAY, J.G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill: 1-568. New York.
- RANSWEILER, M. (1968): "Stratigraphie und Tektonik der Extremadura im Bereich der Orte Herrera del Duque, Helechosa und Villarta de los Montes (Mittelspanien)". *Diss. Math. Naturwiss. Fak. Univ. Münster*: 1-110.
- REDLIN, K. (1956): "Stratigraphie und Tektonik in der mitleren Sierra Morena in Bereich des Valle de Alcudia (Spanien)". *Diss. Math. Naturwiss. Fak. Univ. Münster*: 1-112.
- RICHTER, P. (1967): "Stratigraphie und tektonik in der Sierra de San Andrés (östliche Sierra Morena Spanien)". *Munster Forsch. Geol. Palaönt.*, 3: 144 p.
- RIOS ARAGÜÉS, S. (1977): *Estudio geológico del metalotecto plumbífero del Ordoviciense (La Carolina-Santa Elena, Sierra Morena Oriental, Provincia de Jaén)*. 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: 19-31.
- ROBLES, R. y ÁLVAREZ-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. de España. Sge. Granada, vol. 1: 185-188.
- ROIZ, J.M. (1979): *La estructura y sedimentación herciniana en especial el Precámbrico superior, en la región de Ciudad Real-Puertollano*. Tesis Univ. Complutense de Madrid: 1-254.
- ROMAO, J.R.; GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; RÁBANO, I.; OLIVÉIRA, J.T. y MARQUES GUEDES, A. (1995): "A formação de Cabeço do Peao (Ordovício Superior) no sinforma Amêndoa-Carvoeiro (SW da ZCI) e a sua correlação estratigráfica no provincia mediterrânica". *Memorias do Museu e Laboratorio Mineralógico e Geológico da Universidade do Porto*, 4: 121-126.
- ROSA, A.; ALVARADO, A. y HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1929): *Memoria explicativa de la Hoja nº 836 (Mestanza). Mapa Geológico de España. 1ª Serie*. IGME.
- ROSALES, F.; TORRES, T.; MÉNDEZ, J.; SAVIRON, L.; ALBERDI, R.; CAMPO, M.; SÁNCHEZ, A. (1988): "Investigación geofísica en La Mancha de. Ciudad Real". *Actas del VIII Congreso Internacional de Minería*, 316-333.
- SAN JOSÉ, M.A.; PIEREN, A.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; VILAS, L.; HERRANZ, P.; PELAEZ J.R. y PEREJÓN, A. (1990): "Central Iberian Zone. Ante-Ordovician Stratigraphie". In Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. editors: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*: 147-159. Springer Verlag. Berlín.
- SAN JOSÉ, M.A.; RÁBANO, I.; HERRANZ, P. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1992): "El Paleozoico Inferior de la Zona Centroibérica Meridional". En: *Paleozoico inferior de Ibero-América*. Gutiérrez Marco, Saavedra y Rábano (Eds.): 505-521.
- SANTAMARÍA, J. (1995): *Los yacimientos de fosfato sedimentario en el límite Precámbrico-Cámbrico del Anticlinal de Valdelacasa. (Zona Centroibérica)*. Tesis Doctoral. Fac. Cienc. Dep. Geol. Area Estrat., Univ. Aut. Barcelona.
- SANTAMARÍA, J. y PARDO, M.V. (1994): "Síntesis estratigráfica de los materiales precámbrico-cámbricos de la Zona Centroibérica (España)". Abst. 2nd Inter. Meet. IGCP nº 351: 15-16. Rabat, Marruecos.
- SARMIENTO, G.N. (1993): *Conodontos ordovícicos de Sierra Morena (Macizo Hespérico meridional)*. Tesis doctoral, Univ. Comp. Madrid, 1-468. (Inédita).
- 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.; Drosser, M.L. y Finney, S.E. (Eds.): *Ordovician Odyssey*. Pacific Section Society for Sedimentary Geology, Book 77: 1-369.

- SAUPE, F. (1971): "La série Ordovicienne et Silurienne d'Almadén (province de Ciudad Real, Espagne). Point del connaissances actuelles". In: Colloque Ordovicien-Silurien Brest. *Mem. B. R. G. M.*, 73: 355-365.
- 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, L. (1952): "Geografía física: el relieve". En *Geografía de España y Portugal*. Ed. Montaner y Simón, 500 pp.
- TAMAIN, G. (1972): *Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne)*. Thèse Univ. Paris Sud (Centre d'Orsay), 3: 1-180.
- (1975): "Megatectonique, linéaments et fracturation profonde dans la Méseta Iberique". *Rev. Géogr. Phys. Geol. Dyn.* (2ª ser), 17 (4): 375-392.
- VÁZQUEZ, F.; RUIZ, C. y MORENO, F. (1992): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 685 (Los Yébenes)*. IGME.
- VEGAS, R. y ROIZ, J.M. (1979): "La continuación hacia el Este de las estructuras hercínicas de las regiones de las Villuercas, Guadalupe y Almadén (Zona Luso-Oriental Alcludiana)". *Tecniterrae*, 28: 6-10.
- VIDAL, G.; JENSEN, S. y PALACIOS, T. (1994 a): "Neoproterozoic (Vendian) ichnofossils from Lower Alcludian strata in Central Spain". *Geol. Mag.*, 131: 1-11.
- VIDAL, G.; PALACIOS, T.; GÁMEZ, J.A.; DÍEZ BALDA, M.A. y GRANT, S.W.F. (1994 b): "Neoproterozoic-early Cambrien geology and paeontology of Iberia". *Geological Magazine*, 131: 729-765.
- VILLAR, P.; ESCUDER, J. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1992): "La zona de cizalla de Juzbado-Penhalva 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.
- (1995): "Caradoc through Early Asgill brachiopods from the Central Iberian Zone (Central Spain)". *Geobios*, 28 (1): 49-84.
- WALTER, R. (1977): "Zwei gelogische Traversen durch die südliche Iberische Meseta, Spanien". *Münsters. Forsch. z. Geol. u. Paläont.* 42: 1-55.
- WEGGEN, K. (1955): "Workommen und stratigraphische Verhältnisse des Kambriums in the östlichen Montes de Toledo". *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 105: 572-573.
- WINCHESTER, J.A. y FLOYD, P.A. (1977): "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements". *Chemical Geology*, 20, 325-343.



MINISTERIO
DE CIENCIA, INNOVACIÓN
Y UNIVERSIDADES



ISBN: 978-84-9138-058-0



9 788491 380580