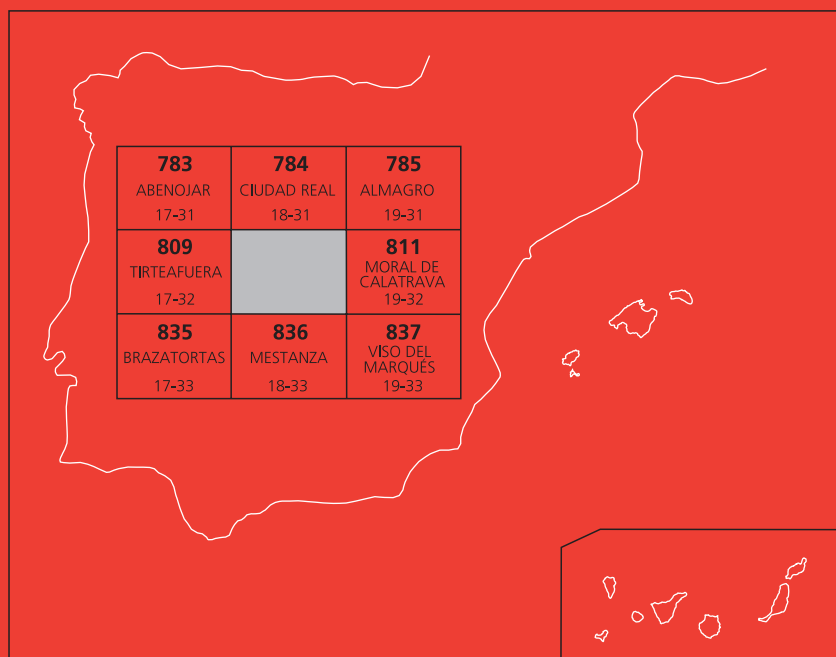




# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



# PUERTOLLANO

# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

## PUERTOLLANO

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](http://www.igme.es)  
NIPO: 064-18-008-2  
ISBN: 978-84-9138-056-6  
Depósito legal: M-17.578-2018

---

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

Las presentes Hoja y Memoria (Puertollano-810), 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**

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

#### **Cartografía Geomorfológica y Memoria**

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

### **Colaboradores:**

#### **Paleontología**

- J.C. Gutiérrez Marco (CSIC)

#### **Sedimentología**

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

#### **Petrología**

- F. Bellido Mulas (IGME)
- L. Amado Cueto (IGME)

#### **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**

- A. García Cortes (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

<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	9
<b>2. ESTRATIGRAFÍA</b> .....	11
2.1. PRECÁMBRICO-¿CÁMBRICO? .....	12
2.1.1. Alogrupo "Domo Extremeño". Rifeense Superior-Vendiense.....	14
2.1.1.1. Grauvacas y pizarras (1). Rifeense .....	15
2.1.1.2. Brechas intraformacionales (2). Vendiense .....	15
2.1.1.3. Edad .....	16
2.1.2. Conglomerados, areniscas, pizarras y grauvacas (3). Alogrupo Ibor. Vendiense-Cámbrico Interior.....	16
2.2. PALEOZOICO .....	18
2.2.1. Ordovícico .....	19
2.2.1.1. Conglomerados, areniscas, cuarcitas y pizarras (4). Formación de Base. Arenig .....	19
2.2.1.2. Cuarcitas (5). Cuarcita Armoricana. Arenig .....	21
2.2.1.3. Areniscas y pizarras (6). Estratos Pochico. Arenig .....	22
2.2.1.4. Pizarras (7). Pizarras del Río. Oretaniense-Dobrotiviense inferior (Llanvirn-Llandeilo basal) .....	24
2.2.1.5. Alternancias de areniscas y pizarras (8). Alternancias del Caño. Dobrotiviense inferior. (Llandeilo basal).....	25
2.2.1.6. Pizarras (9). Pizarras Guindo. Dobrotiviense inferior terminal- Dobrotiviense superior. (Llandeilo) .....	26
2.2.1.7. Cuarcitas y areniscas (10). Cuarcitas Botella. Dobrotiviense superior. (Llandeilo-Caradoc basal) .....	27
2.2.2. Carbonífero-Pérmico .....	28
2.2.2.1. Pizarras, areniscas, conglomerados y carbón (11). Cuenca Hullera de Puertollano. (Estefaniense superior-Pérmico inferior) .....	28
2.3. CENOZOICO .....	30
2.3.1. Mioceno-Plioceno. Episodio de Agradación .....	31
2.3.1.1. Vulcanismo cenozoico .....	32

2.3.1.1.1.	Piroclastos de caída (12): Basaltos y basanitas (a); Nefelinitas olivínicas y limburgitas (b); Melilititas olivínicas (c); Indiferenciados (d). Plioceno-Pleistoceno inferior.....	34
2.3.1.1.2.	Lavas (13): Basaltos y basanitas (a); Nefelinitas olivínicas y limburgitas (b); Melilititas olivínicas (c); Leucititas olivínicas (d). Plioceno-Pleistoceno inferior.....	34
2.3.1.1.3.	Depósitos hidromagmáticos. Piroclastos y fragmentos de rocas metasedimentarias (14). Plioceno-Pleistoceno inferior.....	35
2.3.1.1.4.	Edad del Vulcanismo .....	35
2.3.1.2.	Registro sedimentario cenozoico .....	35
2.3.1.2.1.	Paraconglomerados, arenas, arcillas y alteritas (15). Mioceno (?) -Plioceno.....	35
2.3.1.2.2.	Gravas, arenas y arcillas (16). Mioceno (?) .....	36
2.3.1.2.3.	Arenas finas (17), Lutitas y margas (18) y Calizas y margocalizas (19). Plioceno medio y superior.....	37
2.3.2.	Plioceno-Cuaternario. Episodio de degradación .....	39
2.3.2.1.	Problemas cartográficos generales.....	39
2.3.2.2.	El episodio de inflexión.....	40
2.3.2.2.1.	Costras carbonatadas (20). Plioceno superior-Pleistoceno inferior-medio .....	40
2.3.2.2.2.	Paraconglomerados, arenas, arcillas y gravas (21). Coluvión. Plioceno-Holoceno.....	42
2.3.2.2.3.	Gravas, cantos, arenas y limos (22). Abanicos y conos de deyección. Plioceno superior Pleistoceno/Holoceno .....	43
2.3.2.3.	Episodio de degradación propiamente dicho .....	44
2.3.2.3.1.	Conglomerados, arenas y limos (23). <i>Terrazas</i> . Pleistoceno medio-superior .....	44
2.3.2.3.2.	Gravas y cantos, arenas y limos (24). <i>Glacis</i> . Pleistoceno-Holoceno.....	44
2.3.2.3.3.	Gravas y cantos, arenas, limos y arcillas (25). <i>Aluvial y/o fondo de valle y llanuras de inundación</i> . Holoceno .....	44
2.3.2.3.4.	Gravas, arenas y limos (26). <i>Abanicos y/o conos de deyección</i> . Holoceno .....	45
2.3.2.3.5.	Limos y arcillas (27). <i>Lagunas y fondos endorreicos</i> . Holoceno .....	45
2.3.2.3.6.	Escombreras y vertederos (28). Holoceno actual....	45

<b>3. TECTÓNICA</b> .....	46
3.1. INTRODUCCIÓN .....	46
3.2. DEFORMACIONES PREHERCÍNICAS.....	47
3.2.1. Deformaciones Prehercánicas en el Dominio de los Pliegues Verticales.....	47
3.2.2. Deformaciones Prehercánicas en la Hoja de Puertollano.....	48
3.2.2.1. Movimientos intra-Alogrupo Domo Extremeño o Serie Inferior .....	48
3.2.2.2. Discordancia Oretánica (Discordancia 1 o Intraalcudiense) ....	48
3.2.2.3. Movimientos intra-Alogrupo Ibor .....	48
3.2.2.4. Tectónica de bloques preordovícica.....	49
3.2.2.5. La discordancia Toledánica.....	49
3.2.2.6. Episodios deformativos prehercánicos durante el Paleozoico...	49
3.3. DEFORMACIONES HERCÍNICAS .....	49
3.3.1. Deformaciones Hercánicas en el Dominio de los Pliegues Verticales ( <i>sensu lato</i> ).....	50
3.3.2. Deformaciones Hercánicas en el contexto de la Hoja de Puertollano ...	52
3.3.2.1. Primera fase de deformación ( $F_1$ ).....	52
3.3.2.2. Segunda fase de deformación ( $F_2$ ) .....	55
3.3.2.3. Tercera fase de deformación ( $F_3$ ) .....	55
3.3.2.4. Cuarta fase de deformación ( $F_4$ ) .....	56
3.3.2.5. Fracturación .....	57
3.3.2.6. Edad de las deformaciones hercánicas.....	58
3.4. DEFORMACIONES ALPINAS .....	58
<b>4. GEOMORFOLOGÍA</b> .....	60
4.1. DESCRIPCIÓN FISOGRÁFICA .....	60
4.2. ANTECEDENTES.....	61
4.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	61
4.3.1. Estudio morfoestructural .....	61
4.3.1.1. Marco y unidades principales.....	61
4.3.1.2. Elementos y Formas estructurales .....	62
4.3.1.3. Elementos y Formas volcánicas .....	63
4.3.2. Estudio del modelado .....	64
4.3.2.1. Modelado exógeno .....	65
4.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS .....	69
4.4.1. Depósitos de gravedad .....	70
4.4.2. Depósitos fluviales .....	70
4.4.3. Depósitos lacustres .....	71



4.4.4. Depósitos poligénicos .....	71
4.4.5. Depósitos ligados a procesos de alteración química .....	72
4.4.6. Los suelos .....	73
4.5. EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA.....	74
4.5.1. Relaciones entre los distintos elementos morfológicos del relieve .....	74
4.5.2. Conclusiones .....	75
4.6. LA MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL.....	76
<b>5. PETROLOGÍA.....</b>	<b>76</b>
5.1. ROCAS VOLCÁNICAS .....	77
5.1.1. Melilitas olivínicas (12 y 13) .....	77
5.1.2. Nefelinitas olivínicas y limburgitas (12 y 13) .....	78
5.1.3. Basaltos y basanitas (12 y 13) .....	78
5.1.4. Leucititas olivínicas (13) .....	78
5.1.5. Depósitos hidromagmáticos (14).....	79
5.1.6. Geoquímica y petrogénesis.....	80
5.2. METAMORFISMO REGIONAL .....	87
<b>6. HISTORIA GEOLÓGICA.....</b>	<b>87</b>
<b>7. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....</b>	<b>92</b>
7.1. RECURSOS MINERALES.....	92
7.1.1. Minería metálica.....	92
7.1.2. Minería del Carbón.....	92
7.1.3. Rocas y minerales industriales .....	94
7.2. HIDROGEOLOGÍA.....	95
7.2.1. Climatología.....	95
7.2.2. Hidrología superficial .....	96
7.2.3. Características hidrogeológicas .....	96
<b>8. PATRIMONIO GEOLÓGICO .....</b>	<b>98</b>
8.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DE LOS LIG .....	98
8.2. CRITERIOS METODOLÓGICOS DE SELECCIÓN .....	99
<b>9. BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>101</b>

## 1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Puertollano nº 810 del MTN escala 1:50.000 está situada en el centro-sur de la provincia de Ciudad Real, y limitada por los paralelos 38° 50' 04", 8 y 38° 40' 04", 8 de latitud norte y por los meridianos 4° 11' 10", 7 y 3° 51' 10", 7 de longitud oeste y referidos al meridiano de Greenwich.

Los núcleos urbanos más importantes son por orden de población: Puertollano, Almodóvar del Campo, Argamasilla de Calatrava, Villamayor de Calatrava y Ballesteros de Calatrava, excepto los dos últimos, todos en la esquina suroeste de la Hoja. Tres cuartas partes de la misma (toda su mitad oriental) es monte bajo, sin ningún tipo de concentración urbana, tan solo casas de labor aisladas.

Tiene una buena red viaria, con fácil acceso entre todas las poblaciones antes indicadas y a su vez con Ciudad Real y otras poblaciones próximas como Calzada de Calatrava, Aldea del Rey y Almadén (las comarcales CM- 410, CM 420 y CM 424 y otras tantas locales), junto con una densa red de caminos vecinales y pistas agrícolas y forestales.

El desarrollo económico tiene dos vertientes, una industrial con un importante complejo petroquímico e industrias derivadas, así como yacimientos de carbón (Puertollano) y otra agrícola y ganadera con alguna industria asociada en la parte sudoccidental (Almodóvar del Campo). Actualmente adquiere cierta importancia la actividad cinegética, sobre todo al norte y mitad oriental de la Hoja.

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

Desde el punto de vista geográfico se distinguen dos sectores, uno centro-occidental relativamente llano y definido sobre una altitud de 670-700 m (valle del Tirteafuera) y el resto, moderadamente accidentado que alcanza cotas en torno a los 850-950 m. La red hidrográfica que pertenece a la cuenca del Guadiana, se organiza fundamentalmente en torno al río Tirteafuera que discurre en el centro de la Hoja. El borde sur (Sierra de Calatrava) es divisoria de aguas y el río Ojailén que aparece en la esquina suroccidental es ya emisario de la cuenca del Guadalquivir.

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 son sedimentos grauváquicos y pizarrosos del Proterozoico superior sobre los que se hallan en posición discordante conglomerados, areniscas, pizarras y grauvacas del Vendense superior-¿Cámbrico inferior?, y sobre ellos, discordantes y predominantes, las formaciones del Ordovícico inferior y medio.

En la región no existe registro sedimentario del Mesozoico y Paleógeno, y sus afloramientos más próximos se sitúan en la Llanura Manchega central y oriental. En esta hoja, los materiales

cenozoicos fundamentalmente se circunscriben en su sector centro-occidental, pero hay que señalar que durante el Mioceno superior, Plioceno y Pleistoceno tiene lugar una importante actividad volcánica con emisión de magmas de carácter ultrapotásico y alcalino-ultraalcalino que conforman el volcanismo del Campo de Calatrava y cuyo testimonio se encuentra diseminado por todo el territorio.

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 MENÉNDEZ (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 final 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 Alcuía 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 y REDLIN (1956) un esquema geológico del Valle de Alcuía y Sierras Meridionales que supone el primer esbozo geológico válido de esas comarcas. LLOPIS y SÁNCHEZ DE LA TORRE (1961, 1963 y 1965) estudian el Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico inferior, mientras que PARGA y VEGAS (1971) describen las series precámbricas del Macizo Hespérico.

La aportación de BOUYX (1970) es fundamental para el conocimiento de las sucesiones preordovícicas 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 Alcuía 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), BERGAMIN y DE VICENTE (1985), PALERO (1991) y LÓPEZ DÍAZ (1992).

En los últimos años, 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. En la parte occidental a J. FERNÁNDEZ CARRASCO, J. GARCÍA

SANSEGUNDO, S. LORENZO, A. MARTÍNEZ RIUS, J.M. MOLINA, E. ORTEGA, J. SÁNCHEZ VIZCAÍNO, 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) por su trabajo sobre la región volcánica central de España y DANTIN (1948) y SOLÉ (1952) por sus contribuciones regionales. 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, ANCOCHEA (1983) en el vulcanismo postalpino del Campo de Calatrava desde los puntos de vista vulcanológico, petrológico, geoquímico y evolutivo, y CEBRIÁ (1992) en esta misma materia pero en aspectos geoquímicos y petrogenéticos.

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, 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.

Especial reconocimiento nos merece el Dr. CRESPO ZAMORANO, autor de unas de las aportaciones regionales más importantes, por su desinteresada dedicación a nuestro trabajo lo que indudablemente ha facilitado su elaboración y ha contribuido a la mejora de su calidad.

## **2. ESTRATIGRAFÍA**

La Hoja de Puertollano está constituida por materiales de características predominantemente detríticas de edad Precámbrico, Paleozoico y Cenozoico, así como por rocas volcánicas cuya edad regional se extiende desde el Mioceno Superior al Pleistoceno Inferior.

Los materiales de edad Precámbrica, de predominio pelítico-grauváquico, se ubican al oeste de la Hoja en la Antiforma de Abenójar-Tirteafuera-Argamasilla. Se reconocen las dos series del Precámbrico que aparecen a escala regional.

El Paleozoico (de unos 2.500 m de potencia), discordante sobre los materiales precámbricos, se dispone con cierta asimetría en la terminación perianticlinal de Abenójar-Tirteafuera-

Argamasilla. Predominan, en general, los sedimentos areniscosos (ocasionalmente conglomeráticos o pizarrosos) del Ordovícico Inferior en todo el entorno del antiforme, quedando reducidos los del Ordovícico medio (recubiertos en su mayor parte por los materiales terciarios-cuaternarios) a la esquina suroeste de la Hoja (flanco norte del Sinclinal de Puertollano). También hay que mencionar que aflora de manera testimonial, entre los materiales cenozoicos de la Cuenca de Puertollano, algún pequeño retazo del Carbonífero Superior-Pérmico Inferior correspondiente al núcleo del Sinclinal de Puertollano.

El registro sedimentario cenozoico es relativamente reciente. Se trata de materiales de edad pliocena relacionados con la etapa de relleno de la cercana cuenca manchega y aquellas otras formaciones superficiales relacionadas con el actual episodio de incisión fluvial de la misma. En relación con ese relleno final, existe una importante etapa volcánica que da lugar a múltiples episodios interestratificados en dicho registro y también fuera de él, diseminados sobre el basamento varisco.

## 2.1. PRECÁMBRICO-¿CÁMBRICO?

Los materiales precámbricos “a priori azoicos” situados por debajo de la Cuarcita Armoricana fueron denominados, genéricamente, en determinadas áreas de la ZCI como Complejo Esquisto-Grauváquico (GARCÍA DE FIGUEROLA, 1970), nombre que proviene de su denominación en Portugal como “Complexo Sixto-Grauváquico Anteordoviciano” (CARRINGTON DA COSTA, 1950; TEIXEIRA, 1955).

Hay autores, sin embargo, que al mismo tiempo y en otras zonas de la ZCI (como la que nos ocupa) diferencian en el Precámbrico (por debajo de la Cuarcita Armoricana) dos series estratigráficas, aunque discrepan sobre la relación entre ellas.

El carácter del contacto entre estas series ha sido objeto de discusión desde la primera referencia conocida, concretamente la de REDLIN (1956) en el sector centro-oriental del Valle de Alcudía; este autor lo considera discordante basándose en la existencia de materiales carbonatados en la unidad superior, que consideró Cámbricos, contradiciendo la hipótesis de su maestro LOTZE respecto a la continuidad sedimentaria entre Precámbrico y Cámbrico en la Zona Lusoriental Alcudica.

BOUYX (1970) extrapola esta discordancia al Valle del Esteras (Anticlinal de Valdemanco) y al Valle del Tirteafuera (Anticlinal de Abenójar-Tirteafuera), realizando la primera descripción detallada del Precámbrico de la zona y estableciendo dos conjuntos estratigráficos separados entre sí por una discordancia, a los que denomina respectivamente Serie Inferior y Serie Superior o de Hinojosas. Algunas de las descripciones de detalle las realiza en los alrededores de Almodóvar, Villamayor y Argamasilla de Calatrava dentro de la Hoja que nos ocupa.

CRESPO y REY DE LA ROSA (1971) y CRESPO y TAMAIN (1971) se refieren por primera vez al Alcudiense (término adoptado posteriormente por BOUYX y TAMAIN), al que dividen en dos conjuntos, correlacionando acertadamente el superior con intercalaciones calcáreas, con la sucesión detrítico-carbonatada de Abenójar (que presenta tramos de calizas con potencias mucho mayores). Estos trabajos dejan resuelto el problema fundamental y como consecuencia en el

Mapa Geológico de España E 1:200.000 1ª Serie (Hojas 52, 53, 60 y 61) se acepta de forma explícita la existencia de la discordancia y la edad infracámbrica de los materiales a los que afecta.

Es a partir de los trabajos de TAMAIN y OVTRACHT (1971) y TAMAIN (1972, 1975) cuando empieza una época en la que se cuestiona la discordancia intraprecámbrica, lo que supone un paso atrás en el conocimiento de la zona. Estos autores interpretan como un conjunto único a todas las series infraordovícicas del Valle de Alcudia y de la "Plana de Argamasilla" (Anticlinal de Tirteafuera-Argamasilla) a las que consideran "Alcudienses". Distinguen las dos series de BOUYX (1970) pero las suponen concordantes, interpretando las variaciones litológicas como cambios en el medio sedimentario y adoptan para ellas la denominación respectiva de Alcudiense Inferior y Alcudiense Superior. Sin entrar en detalles y con esta interpretación están, entre otros, los trabajos de VEGAS (1971), PARGA y VEGAS (1971), ARBIN y TAMAIN (1973), MORENO (1977), HERRANZ *et al.* (1977), CAPOTE *et al.* (1977), ROIZ (1979), VILAS *et al.* (1981), MONTESERÍN (1981 public. 1985), MOLINA *et al.* (1987) etc.

ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO (1983 public. 1986) aclaran puntualmente la problemática de la discordancia diferenciando en el Precámbrico, por criterios tectónicos, dos unidades distintas y poniendo en evidencia la existencia de una fase de plegamiento que afecta solo al conjunto inferior. Estos autores dudan, no obstante, de la importancia regional de la misma.

Durante la realización del "Proyecto Hespérica" (IGME-MAYASA-ENCASUR 1984-1993) para la investigación de fosfatos en los materiales Precámbrico-Cámbricos de la ZCI (Zona Centro-ibérica) por el equipo IGME-MAYASA, aumenta considerablemente el número de localidades donde se observa la discordancia; tanto a ella como a las series estratigráficas de referencia se hace mención en los trabajos de NOZAL *et al.* (1988 a y b), LORENZO y SOLÉ (1988), ROBLES y ÁLVAREZ-NAVA (1988), sintetizándose en ÁLVAREZ-NAVA *et al.* (1988).

Al mismo tiempo, los materiales precámbricos son objeto de estudio por parte del CSIC-UCM en el proyecto "Caracterización estratigráfica del Alcudiense Superior en el sur de la Meseta y sus relaciones con el Paleozoico", trabajo que pretendía caracterizar específicamente el Alcudiense Superior en la parte meridional de la ZCI: PELAEZ *et al.* (1988) ponen de manifiesto la existencia de la discordancia, estudian los carbonatos y proponen un modelo de la evolución de la cuenca en la que se depositan los materiales del Alcudiense Superior durante el Vendiciense Superior y Cámbrico Inferior (SAN JOSÉ 1984 public. 1986; VILAS *et al.* 1986; VILAS *et al.* 1987; PIEREN *et al.* 1987; PELAEZ *et al.* 1989; GARCÍA HIDALGO, 1993); estos estudios son finalmente recogidos y sintetizados en SAN JOSÉ *et al.* (1990).

PALERO (1993), en la Hoja de Solana del Pino (861), estudia la relación entre los alogrupos "Domo Extremeño" e "Ibor" desde el punto de vista microestructural (al igual que ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO 1983 public. 1986) observando que el alogrupo "Domo Extremeño" presenta lineaciones de intersección y ejes de pliegues subverticales, mientras que el alogrupo "Ibor" presenta lineaciones de intersección subhorizontales.

El trabajo de ÁLVAREZ-NAVA *et al.* (1988), en relación con el conjunto de sedimentos preordovícicos de la mitad suroriental de la ZCI, establece tres grupos litoestratigráficos, separados entre

sí por discordancias de distinto tipo y descarta por tanto el término CEG o Complejo Esquisto-grauváquico, ya que es una denominación genérica de todos ellos. Este trabajo propone la siguiente denominación de muro a techo:

- “Grupo Domo Extremeño” el más antiguo y del que se desconoce su base. Se correlaciona con el Alcudiense Inferior (TAMAIN 1972; HERRANZ *et al.* 1977).
- “Grupo Ibor”, intermedio. Se correlaciona con el Alcudiense Superior (TAMAIN 1972; HERRANZ *et al.* 1977).
- “Grupo Valdelacasa”, superior. Definido por materiales del ¿Vendiense Superior? y Cámbrico Inferior que tienen su techo en la discordancia basal ordovícica (Toledánica).

Recientemente SANTAMARÍA (1995) establece una jerarquización estratigráfica de los sedimentos Precámbrico-Cámbricos del Anticlinal de Valdelacasa extrapolable a toda la ZCI. Define como Alogrupo un conjunto de Complejos delimitado a techo y muro por discordancias regionales y adapta la denominación anterior de ÁLVAREZ-NAVA *et al.* (1988) cambiando el nombre de Grupo por el de Alogrupo, que es el término utilizado en este trabajo.

Los afloramientos pertenecientes al Precámbrico son los de menor extensión de esta Hoja ocupando, esporádicamente, pequeños retazos o asomos entre los materiales cenozoicos de la Antiforma de Tirteafuera-Argamasilla.

Los materiales que los constituyen son monótonos y sin niveles-guía representativos, lo que añadido a los escasos y pobres afloramientos hacen difícil su diferenciación cartográfica; no obstante se reconocen, con dificultad, dos alogrupos de gran extensión regional, que se describen a continuación.

#### 2.1.1. Alogrupo “Domo Extremeño”. Rifeense Superior-Vendiense

Se denomina de esta forma al conjunto litológico situado estratigráficamente por debajo de la discordancia intraprecámbrica u Oretánica (SAN JOSÉ 1984).

Los materiales de este conjunto sedimentario se observan en el campo de forma discontinua e irregular al oeste de la Hoja en las proximidades de Almodóvar del Campo. Los afloramientos, peneplanizados, pequeños, sin ningún tipo de resalte morfológico debido a la ausencia de niveles guía, presentan en esta zona problemas para su estudio debido al abundante diaclasado, fracturaciones, líquenes y al desigual recubrimiento pliocuaternario, distinguiéndose solo en pequeñas y reducidas cunetas y en los taludes de algún camino rural. No obstante y a pesar de las dificultades expuestas se han reconocido dos tipos de litofacies, individualizadas cartográficamente, que describiremos separadamente: Alternancias de grauvacas y pizarras y Brechas intraformacionales.

La base de este alogrupo es desconocida y no se observa, en este entorno, la relación discordante con los materiales suprayacentes del Alogrupo “Ibor” o Alcudiense Superior debido a que el contacto entre ambos alogrupos, en esta Hoja, es una falla (Falla de las Lagunas) que se

reconoce en la Ctra. Almodóvar-Tirteafuera a unos 3,5 km de la primera localidad (Hoja 809 Tirteafuera).

La potencia atribuida a este alogrupo es dispar, 6.000-7.000 m BOUYX (1970); 10.000 m TAMAIN (1972); 2.000 m MORENO (1977 a); más de 4.000 m PARDO y ROBLES (1988); 16.000 m SANTAMARÍA (1995) aunque se suelen contemplar espesores entre los 4.000-6.000 m RAMÍREZ *et al.* (2016) más acordes con los bajos valores del metamorfismo encontrados.

#### 2.1.1.1. *Grauvacas y pizarras (1). Rifeense*

Definidas como “Facies organizadas” por diversos autores AMOR *et al.*, (1983), ORTEGA y SÁNCHEZ VIZCAÍNO (1983), RUBIO *et al.* (2000), etc. se trata de una alternancia de niveles decimétricos (ocasionalmente métricos) de grauvacas, con niveles de limolitas que predominan sobre los anteriores; también puede haber conglomerados aunque no se han reconocido en el área de trabajo.

En los niveles grauváquicos se reconocen bases netas y planas (a veces con huellas de carga) y con dificultad la laminación paralela y granoclasificación. En los niveles limolíticos es muy evidente la base neta y la laminación paralela.

Los niveles grauváquicos se componen principalmente de cuarzo (50%) de orígenes diversos aunque predominando el ígneo y con un tamaño de grano que oscila entre las 800 y las 40 micras. El segundo componente en importancia es la plagioclasa (20%) con tamaños menos variables entre 300 y 150 micras. También se observan fragmentos de rocas (lilitas, micas, rocas metamórficas, etc.) en un 15% del total y el resto como matriz de composición sericitica. Los niveles lutíticos mantienen aproximadamente la proporción de cuarzo aunque aumenta la matriz (30-40%); ocasionalmente pueden alcanzar cierta importancia los óxidos de hierro (hasta un 5%). Se reconocen aunque son escasos los minerales accesorios como circón, turmalina, esfena, apatito y cubos de pirta.

En áreas próximas de mejor exposición del conjunto grauváquico-pelítico como la Hoja de Tirteafuera, GARCÍA PORTERO y FERNÁNDEZ CARRASCO in AMOR *et al.*, (1987) indican, dadas las características que presentan, que estos materiales turbidíticos pueden situarse en la zona de abanico intermedio no canalizado, con lóbulos deposicionales, según el esquema de cuenca de NORMARK (1970). Más recientemente, algunos autores como PALERO (1991, 1995) y RAMÍREZ *et al.* (2016) reconocen las secuencias de BOUMA, generalmente incompletas, e identifican dos asociaciones de facies que interpretan como facies de lóbulos turbidíticos. La misma interpretación de sedimentación turbidítica (s.l.) asimilable a facies de lóbulos (turbiditas “tipo 1” sensu MUTTI 1985) es asignada al citado conjunto por RUBIO *et al.* (2000) en la Antiforma de Villarta-Navalpio.

#### 2.1.1.2. *Brechas intraformacionales (2). Vendiense*

Esta unidad no corresponde a una formación sino a una diferenciación cartográfica, muy restringida, entre las “Alternancias de grauvacas y pizarras” anteriormente descritas. Son zonas de dominio de material limolítico-pelítico, masivo, que llevan intercalados tramos desorganizados.



Se mantiene la denominación de PALERO (1991) por su expresividad. Equivale a las "Facies desorganizadas" de NOZAL *et al.* (1988), PIEREN y NOZAL (1989), RUBIO *et al.* (2000) etc.

Estas facies se observan en un afloramiento de reducidas dimensiones a la altura del km 5,2 de la Ctra. de Almodóvar a Villamayor. Se reconoce con cierta dificultad, en los márgenes de la carretera, material pelítico de tonalidades verdosas, esquistosado, con pequeños lentejones (restos de capas centi-milimétricas del entorno) y cantos de grauvaca, de subangulosos a redondeados, de pequeño tamaño aunque de granulometrías variables.

El estudio petrográfico pone de manifiesto que la naturaleza de los elementos de la brecha es semejante a la del entorno del que procede y por consiguiente ya fueron descritas en el apartado anterior.

Se interpretan estos sedimentos como acumulaciones constituidas por material turbidítico ya sedimentado, que posteriormente es deslizado, desorganizado y resedimentado debido a cualquier causa de inestabilidad tectónica o gravitacional (NOZAL *et al.* 1988).

### 2.1.1.3. Edad

Es difícil establecer una edad para el Alogrupo "Domo Extremeño" dada la práctica inexistencia de microfósiles. MITROFANOV y TIMOFEIEV (1977) in SAN JOSÉ (1984) en base a la presencia local de los acritarcos *Orygmatosphaeridium sp.* y *Protosphaeridium sp.* atribuyen estos materiales al Rifeense en sentido amplio, sin descartar la posibilidad de que los niveles más altos alcancen el Vendicense Inferior (SAN JOSÉ *et al.* 1990).

Otros autores, PALACIOS (1989) y VIDAL *et al.* (1994) proponen, mediante la datación por acritarcos, una edad Vendicense Superior para materiales que suponen pertenecientes al Alogrupo "Domo Extremeño" en el Anticlinal de Valdelacasa, sin contemplar la existencia de la Discordancia Oretánica o Intraalcudiense. Posteriormente PALACIOS *et al.* (1996) en base a niveles fosfatados de la Hoja de Mestanza (836) en el valle del Río Montoro proponen que el límite Vendicense Superior-Cámbrico Inferior puede estar dentro del "Alcudiense Inferior" y consideran al "Alcudiense Superior" como Cámbrico Inferior.

Al ser más que dudosa la pertenencia al Alogrupo "Domo Extremeño" de la muestra tomada en Valdelacasa y además discutible su correlación con el Alcudiense Inferior atribuimos, por nuestra parte, la edad del alogrupo al Rifeense Superior-Vendicense.

### 2.1.2. Conglomerados, areniscas, pizarras y grauvacas (3). Alogrupo Ibor. Vendicense-Cámbrico Interior

Sobre las pizarras y grauvacas del alogrupo "Domo Extremeño" aparece discordante (Discordancia Oretánica, SAN JOSÉ 1984 o también Discordancia I, SANTAMARÍA 1995) una serie mucho más heterogénea que está formada por conglomerados, areniscas, pizarras y grauvacas. Este conjunto litológico tiene rango de alogrupo (SANTAMARÍA 1995) por estar situado estratigráficamente entre la discordancia citada y la Discordancia o Discontinuidad II (SANTAMARÍA, *op. cit.*).

Es preciso reseñar la gran variabilidad lateral de las facies de este alogrupo en el entorno regional, a veces de compleja extrapolación (RAMÍREZ *et al.* 2016; AMOR *et al.* 1987; PALERO 1991), así como la ausencia de niveles carbonatados en esta Hoja. Aún cuando no se tiene ningún corte claro para observar la secuencia completa ni sus posibles variaciones laterales, hay que remitirse a la descripción de las facies en relación con afloramientos dispersos.

Aflora en el centro-oeste de la Hoja en retazos discontinuos que sobresalen entre el recubrimiento de los materiales cenozoicos. Los afloramientos de buena calidad son escasos y esporádicos, como pueden ser los de las inmediaciones de Puertollano (Hotel Verona) o en Almodóvar a la salida de la carretera a Brazatortas. No se observa en la Hoja el contacto (discordancia angular) con los materiales infrayacentes, ni tampoco con los suprayacentes del Ordovícico Inferior (Discordancia Toledánica). La potencia mínima, estimada "grosso modo" dados los malos afloramientos, en el flanco sur de la Antiforma asimétrica de Abenójar-Tirteafuera-Argamasilla puede ser del orden de los 600-700 m.

La sucesión del alogrupo Ibor en las áreas de mejor observación comienza por facies pelíticas con pequeños bancos grauváquicos o areniscosos. Los limos y areniscas son de tamaño muy fino, apareciendo dispuestos en capas de espesor métrico (1-3 m); tienen laminación cruzada muy tendida y pequeños "ripples" de corriente. Son cuarzo-arenitas y subarcosas de tonalidades pardo-oscuro. También se observan limos de grano muy fino cementados por carbonatos; están dispuestos en capas de potencia decimétrica que al amalgamarse dan lugar a espesores que superan los 20 m. Las capas muestran estratificación cruzada muy tendida y bioturbación perforante, existiendo costras ferruginosas paralelas a la estratificación que indican la posible existencia de paleosuelos.

Los sedimentos conglomeráticos se organizan en capas cuyo espesor varía desde unos decímetros a 2-3 m. La base de las capas es erosiva y está canalizada conteniendo cantos blandos procedentes de la erosión de las capas de limos sobre las que se apoyan. Los componentes de los conglomerados son homométricos y ofrecen un buen grado de empaquetamiento, estando rellena la porosidad intraclástica por limos y óxidos de hierro; el tamaño de los clastos varía de 0,5 a 3 cm, están bien redondeados y en contacto unos con otros, aunque mostrando cierta imbricación. Estos clastos que integran los conglomerados son principalmente de cuarzo blanco (hasta un 95%); el 5% restante son pizarras y lilitas.

Dadas las características sedimentarias, petrológicas y mineralógicas observadas en estas facies, podemos suponer que su sedimentación tendría lugar en un medio marino-continental como es el deltaico o el litoral.

Se ha encontrado numerosa icnofauna en estas facies en el sector central del Valle de Alcuía que permitió atribuir esta sucesión al Vendense Superior (VILAS *et al.* 1987; SAN JOSÉ *et al.* 1990). Más recientemente GARCÍA HIDALGO (1993) subdivide el Alcudense Superior del Valle de Alcuía en tres conjuntos litoestratigráficos: una "serie inferior" de "pizarras bandeadas" (RAMÍREZ *et al.* 2016) o "grès rubannés" (BOUYX 1970) y areniscas grauváquicas con intercalaciones calcáreas que está discordante sobre el Alcudense Inferior; una "serie intermedia" de pizarras, areniscas y microconglomerados con una relación de yacencia poco clara respecto al conjunto inferior (posible discontinuidad) y una "serie superior" conglomerática. En la "serie

intermedia" aparecen *Bergaueria aff. Langi* (PEMBERTON *et al.* 1988), *Monomorphichnus lineatus* (CRIMES y ANDERSON, 1985), *Planolites o palaeophycus ichnosp.* Según CRIMES (1987) tanto *Bergaueria* como *Monomorphichnus* son huellas consideradas claramente Cámbricas, aunque en algunas regiones *Bergaueria* puede aparecer en el Precámbrico y *Hormosiroidea* ha sido citada tanto en el Cámbrico inferior (CRIMES y ANDERSON 1985) como en el Precámbrico del Anticlinal de Ibor (GARCÍA HIDALGO 1995). En resumen concluye que por la presencia de pistas fósiles de tipo cámbrico en la "serie intermedia" del Alcudiense Superior, al menos una parte de este es en realidad Cámbrico Inferior (Tommotiense).

Posteriormente VIDAL *et al.* (1995) y PALACIOS *et al.* (1996) describen la existencia de *Anabarella plana* en la parte alta de la secuencia Alcudiense Superior al E de S. Lorenzo de Calatrava (Hoja 862 Sta. Elena) por lo que atribuyen íntegramente el Alcudiense Superior al Cámbrico Inferior alcanzando incluso pisos tan altos como el Atdabaniense.

De acuerdo con RAMÍREZ *et al.* (2016) los materiales del Alcudiense Superior que se encuentran por debajo de los niveles con carbonatos serían del Vendicense Superior, mientras que los más altos locales, podrían encontrarse en los niveles de tránsito al Tommotiense. De todas formas el límite preciso Precámbrico-Cámbrico en la Península Ibérica es un concepto actualmente en discusión, por lo que la edad asignada a estos niveles de transición puede ser revisada de nuevo.

La designación en el Cámbrico de un nuevo piso Nematikitiense-Daldyniense, puede originar que niveles que siempre se habían considerado Vendicenses, con microfósiles e icnofósiles muy abundantes, sean considerados ahora como parte de este Cámbrico pre-Tommotiense y pre-trilobítico.

## 2.2. PALEOZOICO

Los afloramientos paleozoicos de este trabajo y su entorno regional muestran un registro sedimentario encuadrable en el Hiper ciclo 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 hiper ciclo para la Zona Centroibérica (ZCI) es una discordancia angular y cartográfica de primer orden (Discordancia Toledánica, LOTZE 1956 b) que separa estos materiales de los infrayacentes más antiguos.

La sucesión paleozoica presenta un Ordovícico Inferior detrítico (conglomerados, cuarcitas, areniscas y pizarras) bastante desarrollado, un Ordovícico Medio mal aflorante en la esquina sureste de la Hoja (prácticamente recubierto por los depósitos de ladera del Ordovícico Inferior) y probablemente un Ordovícico Superior y Silúrico Inferior (no observables por los recubrimientos cenozoicos pero aflorantes en la Hoja contigua de Mestanza 836). No se puede descartar la presencia de rocas del Silúrico Superior y Devónicas, que podrían estar en el Sinclinal de Puertollano bajo el Estefano-Pérmico discordante, aunque no se han detectado afloramientos de dicha edad. Del Carbonífero Superior-Pérmico Inferior (correspondiente a la cuenca hullera de Puertollano) indicar que está recubierto por los materiales cenozoicos y solo afloran los últimos metros (los más superficiales) de su columna sedimentaria en socavones de la Mina la Mancha.

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

### 2.2.1. Ordovícico

A pesar de su extensión cartográfica en esta hoja, no hay buenos cortes estratigráficos que permitan un estudio detallado de las unidades ordovícicas debido sobre todo a las deficientes condiciones de observación de los afloramientos, que suelen estar cubiertos por depósitos de ladera y monte bajo, salvo en algunos cortes de carretera y pistas forestales. 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: 835 Brazatortas; 836 Mestanza y 837 Viso del Marqués).

El Ordovícico Inferior (Arenig), discordante sobre su sustrato, es muy potente y ocupa la mayor extensión cartográfica de la Hoja. La sucesión comienza con sedimentos conglomeráticos, areniscas, cuarcitas y limolitas de la Formación de Base, a las que siguen las ortocuarzitas del Arenig (Cuarzita Armoricana) y las alternancias areniscoso-pizarras de Pochico. Del Ordovícico Medio (Pizarras del Río, Alternancias del Caño, Pizarras Guindo y Cuarzitas Botella) solo se ha observado un pequeño afloramiento de las Cuarzitas Botella en la esquina SO de la Hoja, debido al recubrimiento de los depósitos de ladera, aunque se describirán muy someramente en base a datos del entorno colindante. A pesar de que los recubrimientos cenozoicos del sur de Puertollano, nos impiden conocer con certeza tanto la existencia como la posición del Ordovícico Superior y del Silúrico suponemos, dada la presencia generalizada de esta serie a escala local y regional, que están presentes en el flanco norte del Sinclinal de Puertollano.

#### 2.2.1.1. Conglomerados, areniscas, cuarcitas y pizarras (4). Formación de Base. Arenig

Estos materiales constituyen la base del hiperciclo postcámbrico y forman una potente sucesión (800 m) de apariencia cartográfica asimétrica aunque de espesor prácticamente idéntico en ambos flancos del Antiforme de Abenójar-Tirteafuera-Argamasilla (si se restituye la repetición por fracturación E-O del flanco norte). 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.

A pesar de la gran extensión cartográfica de esta unidad no se ha observado en ningún punto de esta Hoja el contacto con las series infrayacentes. Se dispone en las laderas de las sierras que rodean la "plana de Tirteafuera-Argamasilla" identificándose facies conglomeráticas, areniscosas, cuarcíticas y pelíticas o pizarras.

Los conglomerados se suelen disponer en el tramo basal aunque pueden encontrarse en toda la unidad y casi en contacto con la Cuarzita Armoricana suprayacente. Presentan algún afloramiento espectacular, como el ubicado en el flanco norte del Sinclinal de Puertollano (hacia la base del Cerro de S. Sebastián), con paleocanales de bancos métrico-decimétricos con

estratificación cruzada de bajo ángulo, a veces amalgamados y en los que destacan bloques de arenisca o cuarcita y alguno de cuarzo (hasta 50 cm de diámetro), más o menos redondeados en una escasa matriz heterométrica de arenisca y cuarzo (diferencia importante con los del Alogrupo Ibor). Al margen del citado afloramiento por lo general los conglomerados (más frecuentes al sur) suelen tener menor tamaño de grano, con clastos de cuarzo, arenisca y a veces fragmentos de pizarra, de 0,5 cm de diámetro (esporádicamente 2-3 cm), de subangulosos a subredondeados y matriz arenosa; la base de las capas es ligeramente erosiva teniendo en ocasiones "cantos blandos" procedentes de la erosión de limos infrayacentes. Se sitúan en láminas de avalancha o "foresets" lo que les otorga una buena porosidad, que ha sido aprovechada por fluidos ricos en óxidos de hierro que han rellenado los poros, confiriéndoles un color rojizo típico.

Las areniscas y cuarcitas (más frecuentes al norte) forman la mayor parte de los materiales de la Formación de Base constituyendo alternancias con limolitas y microconglomerados que varían de centímetros a metros y forman secuencias de más de 50 m de espesor. La base de los cuerpos 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. Se amalgaman dando barras de espesores decamétricos y extensión lateral kilométrica (a unos 500 m del muro de la serie) y entonces la morfología adquiere el aspecto de un gran lentejón arrosariado como el que se observa al sur de Almodóvar en el flanco norte del Sinclinal de Puertollano. En el flanco norte del Antiforme de Argamasilla-Tirteafuera (norte de la Hoja) estos relieves se han llegado a confundir con la Cuarcita Armoricana.

Es muy frecuente la presencia de bioturbación vertical y horizontal tanto en los niveles microconglomeráticos como areniscosos.

Los términos limolíticos no son muy frecuentes y solo se han observado al sur de Almodóvar del Campo en la carretera hacia la Ermita de Sta. Brígida intercalados en las alternancias con areniscas descritas anteriormente; se encuentran hacia la base de la serie lo que confirma las variaciones laterales tanto de potencia como de facies de los materiales de esta unidad. Tienen tamaño de grano muy fino y la única estructura es laminación paralela poco desarrollada.

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) 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).

#### 2.2.1.2. *Cuarcitas (5). 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.

Las observaciones de campo permiten establecer que su espesor es del orden de los 300 m en ambos flancos de la Antiforma de Tirteafuera-Argamasilla. 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 una de las referencias cartográficas utilizadas para establecer el límite con la unidad infrayacente son los conglomerados, que siempre consideramos incluidos en la Formación de Base; otra referencia utilizada es el contraste morfológico 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 (ortocuarzitas) blancas, de grano medio y muy escasa matriz sericítico-caolinítica 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 ortocuarzitas, como sedimento muy reabajado, 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).

### 2.2.1.3. Areniscas y pizarras (6). 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 "Capas 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 se localizan al sur y este de la Sierra de Calatrava 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 en numerosas ocasiones, sobre todo cuando los recubrimientos tienen una cierta entidad. La potencia es variable tanto a escala regional como local; aquí puede oscilar entre los 100 m al suroeste del cerro Hoya Grande (SO de la Hoja) y los 300 m al este de Cerro Prieto (SE de la Hoja).

La parte basal, pocas veces observable, es una alternancia de niveles deci-centi-decimétricos de ortocuarzitas blancas con niveles pelíticos de espesores equivalentes y de tonos gris claro o incluso blanquecinos (E de finca La Nava). 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, estrechamente relacionadas con las litologías areniscosas, desarrollándose 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). En un buen afloramiento de estas pistas, que se encuentra en el límite colindante de esta Hoja con la de Moral de Calatrava (Finca La Nava), se han reconocido los siguientes icnofósiles: *Cruziana furcifera* d'Orbigny, *Cruziana goldfussi* Roualt, *Cruziana rugosa* d'Orbigny, *Rusophycus* isp, *Didymaulichnus lyelli* (Rouault), *Didymaulichnus roualti* (Lebesconte), *Daedalus halli* Rouault, *Skolithos linearis* Haldeman. 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, 2003).



#### 2.2.1.4. *Pizarras (7). Pizarras del Río. Oretaniense-Dobrotiviense inferior (Llanvirn-Llandeilo basal)*

Como ya se había indicado en la introducción del Ordovícico (apartado 2.2.1.) no se han detectado en esta hoja grandes afloramientos de las Pizarras del Río (por otra parte de amplia distribución regional), debido a los recubrimientos coluvionares que aporta la Cuarcita Armoricana, aunque sin duda están en posición subaflorante en la esquina SO. No obstante se hará una descripción de esta unidad basada en datos de las Hojas colindantes de Tirteafuera (809) y Mestanza (836).

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 a), "Pizarras de Navatrasierra" (RÁBANO, 1990), "Pizarras de las Alisedas" (SAN JOSÉ *et al.*, 1992), "Pizarras de Calymene inferiores" (GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987), etc.

Por encima de 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 al que se superpone un tramo homogéneo y predominante de pizarras y limolitas negras y grises en el que es frecuente encontrar nódulos centi-decimétricos de litología variada (silíceas, carbonatadas, ferruginosas) en cuyo núcleo se suele encontrar algún resto fósil o cristales idiomorfos de sulfuros. El contacto con la formación suprayacente, según las áreas que se consideren, puede ser neto o transicional. En general ofrece malos afloramientos al estar en las zonas morfológicamente más deprimidas y por lo tanto casi siempre recubiertas por depósitos recientes.

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 unidad son las limolitas y pizarras negras o grises, de aspecto masivo y con superficies de esquistosidad bien definidas, aunque difícilmente se observan planos de estratificación; cuando esto ocurre (sobre todo a muro y a techo) la estratificación se define por láminas de limolitas y/o areniscas de grano muy fino en las que pueden observarse "ripples" en trenes continuos ("starved") o aislados ("linsen") que confieren al conjunto un aspecto microbandedado. Normalmente asociadas a estas facies microbandedadas se encuentran secuencias de orden centi-decimétrico de areniscas cuarcíticas de grano fino a muy fino, limolitas y lutitas de tonos gris-oscuro a azulado en las que la relación arena-limo / lutita es muy inferior a la unidad (LEYVA y MATAS, 2009). 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 y pequeñas placas de moscovita en una predominante matriz de sericita, materia orgánica, óxidos de hierro y ocasionalmente cloritas de neoformación; accesoriamente se distinguen hematites, rutilo y circón. Las

areniscas son muy semejantes a las de las "Capas Pochico" aunque con cierta presencia de cemento carbonatado no observado en aquellas.

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 en el entorno regional. Se atribuyen al Arenig terminal los primeros metros de la unidad merced al descubrimiento de graptolitos (*Corymbograptus*, *Expansograptus*) al N de Huertezuelas (Hoja 837 Viso del Marqués). En esta Hoja (con más abundancia de fósiles que la 809 Tirteafuera y la 836 Mesanza) la formación es muy fosilífera en especial su mitad inferior 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), *Heterorthina* cf. *Kerfornei* Mélou y *Praenucula costae* (Sharpe).

#### 2.2.1.5. Alternancias de areniscas y pizarras (8). Alternancias del Caño. Dobrotiviense inferior. (Llandeilo basal)

Al igual que las Pizarras del Río las Alternancias del Caño (RICHTER, 1967) están en posición subaflorante en la esquina SO de la Hoja. Regionalmente también se conoce esta formación como: "Areniscas de Calymene tristani" (REDLIN, 1956), "Cuarcitas inferiores" (TAMAIN, 1972), "Areniscas de los Rasos" (GUTIÉRREZ-MARCO en RÁBANO, 1990), "Alternancias inferiores" (GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987), etc.

Esta unidad 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 de pequeñas colinas con formas más o menos cónicas, muchas veces aisladas y siempre subparalelas a los resaltes continuos de las Cuarcitas Botella (ver Hoja 811 Moral de Calatrava). 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 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, 2009). 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 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 BRENCHLEY *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 lumaquélcos (sobre todo hacia la base). 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).

#### 2.2.1.6. *Pizarras (9). Pizarras Guindo. Dobrotiviense inferior terminal-Dobrotiviense superior. (Llandeilo)*

Como las Pizarras del Río y las Alternancias del Caño tampoco se han encontrado afloramientos de las Pizarras Guindo (HENKE, 1926) aunque las consideramos subaflorantes en la esquina SO de la Hoja. 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 y en algún caso 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; 812 Valdepeñas 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 150 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 gris-negras, de aspecto masivo, en las que ocasionalmente se reconoce una fina laminación paralela normalmente relacionada con la presencia de areniscas intercaladas. 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 lumachelas, de espesores centi a decimétricos, con matriz, unas veces pelítica y otras carbonatada y ferrosa en cuyo caso la alteración da una tonalidad amarillenta. Al microscopio se observa un predominio de granos de cuarzo muy pequeños y angulosos y placas de moscovita en una matriz sericítica-carbonosa.

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; en los niveles arenosos es frecuente encontrar estructuras "hummocky" de orden centi-decimétrico, laminación paralela y laminación cruzada de "ripples" y en los términos más pelíticos una intensa bioturbación. Las muestras estudiadas al microscopio determinan un predominio de clastos de cuarzo de grano medio-fino, más o menos redondeado, fragmentos líticos (10-15%) y moscovita (5%) en una matriz sericítica y de cemento silíceo; accesoriamente se observan circón, turmalina y pirita.

Esta formación se estructura en secuencias estrato y granocrecientes (negativas) en las que los términos basales, más lutíticos, son muy ricos en fósiles, nódulos y pequeños lentejones de carbonatos bioclásticos y los arenosos (hacia techo) son facies de características tempestíficas. 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, hylitidos, graptolitos, equinodermos y briozoos cuyas identificaciones se pueden consultar en los trabajos de GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1984; CHAUVEL y MELÉNDEZ, 1987; 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.

#### 2.2.1.7. *Cuarcitas y areniscas (10). Cuarcitas Botella. Dobrotiviense superior. (Llandeilo-Caradoc basal)*

Las Cuarcitas Botella (TAMAIN, 1972) se pueden observar en la esquina SO de la Hoja aunque su representación cartográfica es de muy reducidas dimensiones. A escala regional se le reconocen otros nombres: "Cuarcitas de Canteras" (ALMELA *et al.*, 1962), "Cuarcitas Guindo" (HENKE, 1926), "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, 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 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 caolinítico-sericítica 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 megasecuencias grano y estratocrecientes (negativas) en un ambiente sedimentario que corresponde al de una plataforma marina interna en la que se reconoce la acción del oleaje.

Respecto a la edad de esta formación y dado que aquí se observa un afloramiento muy reducido de ella, nos remitimos a los estudios realizados en el entorno próximo. 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 *et al.*, 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).

## 2.2.2. Carbonífero-Pérmico

Como ya se ha indicado en el apartado 2.2.1 no se han encontrado en esta hoja sedimentos del Silúrico inferior (presentes en el entorno más próximo) debido a los recubrimientos cenozoicos y no se puede descartar la existencia de rocas del Silúrico superior y del Devónico, que podrían estar bajo los sedimentos estefano-pérmicos aunque no se ha encontrado ningún afloramiento.

Las rocas carbonífero-pérmicas representan los sedimentos post-orogénicos más antiguos y afloran muy someramente al SO de esta Hoja (por actividades extractivas) formando parte de una cuenca (Cuenca Hullera de Puertollano) controlada por la tectónica. Esta cuenca se ubica en las Hojas de Mestanza (principalmente), Puertollano y Brazatortas, tiene forma de cubeta sinclinal alargada con unas dimensiones máximas de 12 km en sentido E-O y 4 km en sentido N-S (ENCASUR inf. interno); es más ancha en su parte oriental que en la occidental, apareciendo en su mitad este un anticlinal que la subdivide en dos cubetas conocidas localmente como “Ovalo Norte” (situado prácticamente en esta Hoja y en el que se hallaban las Minas Norte, San Esteban y San Francisco) y “Ovalo Sur”, ubicado completamente en la Hoja de Mestanza (ALVARADO y MENÉNDEZ, 1930; WAGNER, 1983).

### 2.2.2.1. *Pizarras, areniscas, conglomerados y carbón (11). Cuenca Hullera de Puertollano. (Estefaniense superior-Pérmico inferior)*

La cuenca hullera de Puertollano se encuentra recubierta totalmente por los materiales cenozoicos, que no impiden su estudio ya que se dispone de abundante información gracias a la ac-

tividad extractiva del carbón (sondeos y explotación a cielo abierto). La serie carbonífera completa alcanza los 473 m de espesor (ALVARADO y MENÉNDEZ, 1930) si bien en esta Hoja solo se observa, en un socavón abandonado de la "Mina la Manchega", una pequeña capa de carbón de 2,5 m potencia (Capa Cero) sobre la que hay unos 5 m de limolitas con dos niveles decimétricos de areniscas intercalados y todo ello con buzamientos muy suaves; por encima ya están las arcosas cenozoicas.

Según los citados autores, en el sondeo nº 1 (200 m al S del Pozo Norte) realizado en el "Ovalo Norte" la sucesión tiene en su base un conglomerado poligénico de cantos angulosos y subangulosos, predominantemente de cuarcitas, con matriz arenosa, de unos 35-40 m de potencia sobre el que hay una potente alternancia de paquetes de pizarras grises (ocasionalmente bituminosas) y areniscas con capas de carbón e intercalaciones de cineritas volcánicas.

La secuencia sedimentaria presenta 15 capas de carbón de espesores diferentes. Aunque se han explotado capas de carbón a pocos metros de profundidad (a unos 10 m en la Mina la Manchega), las capas de explotación principales han sido las denominadas, en sentido descendente, Primera (a los 243 m) con 5 m de potencia, Segunda (a los 363 m) con 3-4 m de potencia, que es a su vez la más continua y constante dentro de la cuenca sirviendo de referencia para toda ella y Tercera (a los 388 m) con 1,3-1,8 m de potencia. En la parte basal de la secuencia carbonífera aparecen tres tramos limolíticos impregnados de hidrocarburos; el primer tramo, a los 417 m, tiene unos 2 m de potencia con tres niveles impregnados; el segundo y más importante a los 429 m, con 4 m de potencia tiene 5 niveles impregnados y el tercero a los 446 m tiene un horizonte impregnado de 0,55 m.

En una mina a cielo abierto ubicada entre Asdrúbal y la Ctra. a Mestanza (500 m fuera de la Hoja) se han reconocido en el último tramo de la serie secuencias granodecrecientes de orden métrico-decimétrico o centimétrico que en la base tienen un tramo masivo de arena fina, luego un tramo con laminación horizontal (bandedo), un tramo con "ripples" de 6-7 cm de longitud de onda y 1-1,5 cm de altura y por encima pelitas. Se observa estratificación cruzada de bajo ángulo, capas disruptadas, estructuras de escape de fluidos y "load cast". Los canales arenosos pueden alcanzar los 150 m de longitud y 1,5 m de altura.

El medio sedimentario ha sido interpretado (WAGNER, 1994) como "lagoon", con una cierta conexión marina hacia el E ya que las facies proximales de abanico aluvial asociadas a un paleorrelieve se distribuyen en la parte occidental de la cuenca minera, lo que parece indicar una configuración paleogeográfica parecida al Mesozoico con tierra emergida al oeste y mar abierto hacia el este. Las facies posteriores serían de llanura costera con poco relieve y grandes extensiones de "lagoon". La influencia marina viene determinada por la presencia de acritarcos. Durante la sedimentación se produjeron aportes volcánicos (más abundantes hacia el muro de la serie) en forma de tobas de composición riodacítica (RAMÍREZ *et al.*, 2016).

Los trabajos de ROSA *et al.*, 1929 y ALVARADO y MENÉNDEZ (1930) hacen referencia a una edad permo-estefaniense para estos depósitos basándose en la presencia de la conífera *Walchia*. WAGNER (1994), basándose tanto en la asociación macroflorística como la de vertebrados, aventura una posible edad en torno al tránsito Carbonífero-Pérmico; posteriormente este mismo autor, en el trabajo de RAMÍREZ *et al.*, (2016), argumenta que la aparición ocasional de *Walchia*

*piniformis* y *Callipteris conferta* parece indicar que parte de la serie podría alcanzar el Pérmico inferior.

En este trabajo se han tomado muestras para análisis palinológico en el último tramo de la serie, tanto en la capa de carbón más alta como en las limolitas suprayacentes (Mina la Manchega). La muestra tomada en la capa de carbón indica una edad Estefaniense C en base a la asociación de algunas especies de esporas triletas y monoletas (ligadas a plantas características de ambientes de turbera y manglares).

Las muestras tomadas en los niveles limolíticos suprayacentes dieron como resultado una gran diversidad de esporas como *Densosporites*, *Cristatisporites*, *Lycospora*, *Laevigatosporites*, *Torispota* etc. y gran cantidad y diversidad de polen monosacado característica de los niveles más altos del Carbonífero y más bajos del Pérmico; además se encontraron otros géneros y especies como *Cordaitina*, *Potonieisporites novicus*, *Densoisporites*, *Gravisporites* etc. (RODRÍGUEZ, 2002) característicos del Carbonífero más alto de las cuencas carboníferas de Francia (ALPERN *et al.*, 1967) y Alemania (BHARDWAJ, 1957; LIABEF *et al.*, 1969), que también se encuentran en los niveles más bajos del Pérmico. Sin embargo la presencia (no muy numerosa) de polen bisacado y estriado imprime un carácter Pérmico a las muestras analizadas. A estos niveles limolíticos se les atribuye una edad Gzheliense-Asseliense, por la diversificación y abundancia de polen monosacado, la presencia de polen bisacado estriado y la persistencia de algunas especies características del Carbonífero como *Thymospora*, *Lycospora*, *Endosporites* y *Crassispora*, las cuales desaparecen a lo largo del Asseliense o en el techo de este piso (RODRÍGUEZ, *op. cit.*). El tramo estudiado (Capa Cero y limolitas con areniscas suprayacentes) muestra una edad que comprende desde el Estefaniense C al Estefano-Pérmico (Gzheliense-Asseliense).

Como conclusión la edad que se atribuye a toda la sucesión abarcaría desde el Estefaniense B al Pérmico inferior (Asseliense).

### 2.3. CENOZOICO

Las referencias principales son los trabajos cartográficos y sus respectivas memorias relativos a las hojas de Piedrabuena, Ciudad Real, Daimiel, Manzanares y Almagro del Proyecto MAGNA (PORTERO *et al.*, 1989; PORTERO *et al.*, 1988 a; PORTERO *et al.*, 1988 b; RAMÍREZ *et al.*, 1988 a y RAMÍREZ *et al.*, 1988 b). 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 Puertollano.

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 MIAL (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.

### 2.3.1. Mioceno-Plioceno. Episodio de Agradación

Tiene una cuenca de sedimentación principal, Argamasilla, y dos porciones de la de Moral de Calatrava, en el límite centro-oriental (prácticamente tan solo su borde terminal) y del Ojailén en el sur-oriental, y en todos los casos el relleno parece somero e irregular. No obstante, la cuenca de Argamasilla puede presentar con frecuencia espesores de 50-70 m, según se detecta en varios sondeos para aprovechamiento hidrológico que tocan el zócalo, e incluso alcanzar los 100, tal como se aprecia en el sondeo ARG-1 (MAYASA, 1992). Su techo se ubica a unos 690-665 m de altitud, en el eje de la terminación periclinal de la morfoestructura definida por el anticlinorio de Abenojar. Actualmente está drenada y abierta hacia el oeste por el río Tira-teafuera y cerrada y delimitada por sierras cuarcíticas de moderada altitud (800-1.000 m). Dicha delimitación montañosa no tiene carácter tectónico sino diferencial, de resistencia a la erosión (flancos cuarcíticos de la morfoestructura). Sin embargo, el carácter subsidente de algunos sectores de la depresión si parecen consecuencia de algunos accidentes transversales de dirección NNO-SSE. Esta cuenca esta rellena por gravas, arenas arcillas y calizas, una sedimentación propia de ambientes fluviales y lacustres-palustres. El citado sondeo y los numerosos realizados para investigación de recursos hidrogeológicos, señalan que las litologías más gruesas suelen aparecer en la parte inferior, mientras que, las más finas y calizas aparecen en la parte superior. Parece que se trata de un relleno con tendencia granodecreciente (ver Informe Sedimentológico). Sedimentos fluviales (gravas y arenas) son sustituidos en el suroeste por lutitas y calizas (columnas 03 y 04). Entre ellos se localiza una orla de sedimentos palustres y lacustres con exposición subaérea y alteración edáfica (caliches, calizas y arenas finas) (columnas 08 y 09).

Todas las laderas de las sierras tienen asociada una orla de taludes de derrubios e identificados por la unidad *Paraconglomerados, arenas, arcillas y alteritas* (15), potentes y compactos con dudosa funcionalidad actual y evidentes conexiones con los registros terciarios. Son razones más que suficientes para interpretarlos en el seno de este episodio terciario e incluirlos en él.

Sin embargo, las *gravas, arenas y arcillas* (16) de procedencia fluvial antes aludidas que aparecen en la cuenca de Argamasilla (columna 10) son difíciles de relacionar con el resto del registro debido a su localización, aislada y morfológicamente elevada respecto a él. También los que se encuentran junto al río Ojailén (columnas 06 y 07), incluidos asimismo en este grupo litoestratigráfico, pues son litofacies parecidas a las anteriores (algo más finas en este último lugar) y presentan una coincidencia en su flujo principal (ver Informe Sedimentológico). Hay dudas razonables sobre su correlación al otro lado de la Sierra de Puertollano, debido fundamentalmente a su distinta localización topográfica.

El resto de las unidades cartográficas definidas, *Arenas finas* (17), *Lutitas y Margas* (18) y *Calizas y margocalizas* (19) (columnas 03, 04, 08 y 09), están relacionadas entre sí, constituyendo distintos episodios paleogeográficos de un mismo contexto, el definido por la cuenca de Argamasilla.



Los materiales de origen volcánico son muy frecuentes entre el resto del registro sedimentario. Son rocas volcanosedimentarias primarias como *Piroclásticos de caída* (12) (a, *basaltos y basanitas*; b, *nefelinitas olivínicas y limburgitas*; c, *melilitas olivínicas*; d, *indiferenciados*), coladas o *Lavas* (13) (a, *basaltos y basanitas*; b, *nefelinitas olivínicas y limburgitas*; c, *melilitas olivínicas*; d, *leucititas olivínicas*) y depósitos de oleadas de piroclastos o *Depósitos hidromagmáticos: piroclastos y fragmentos de rocas meta-sedimentarias* (14) (columnas 08 y 09). La presencia de las primeras y sobre todo de las terceras intercaladas entre el resto de la serie terrígena, es muy común.

También se han detectado materiales pirocláticos sineruptivos resedimentados, consecuencia directa de del contexto geodinámico existente, un ambiente sedimentario determinado en conexión con un volcanismo activo.

La descripción de todo este registro estratigráfico se ha organizado en dos apartados fundamentales: el producto de la actividad volcánica y el referido a la sedimentación propiamente dicha y simultánea a aquella.

#### 2.3.1.1. *Vulcanismo cenozoico*

Las manifestaciones volcánicas en la hoja de Puertollano han tenido gran importancia, siendo esta una de las áreas más representativas de la Región Volcánica Central Española, pues constituye en buena parte su zona occidental.

La región volcánica central española se extiende entre los Montes de Toledo y Sierra Morena, en la zona de borde de la cuenca manchega. Se trata de una región formada por unos 200 centros de emisión puntuales y dispersos, que se reparten por un área de 5.000 km<sup>2</sup>.

Las primeras referencias a la existencia de vulcanismo en el Campo de Calatrava son de la primera mitad del siglo XIX y corresponden a MAESTRE (1836 y 1844) y EZQUERRA DEL BAYO (1844), pero no es hasta bastantes años después cuando estas rocas empiezan a estudiarse: QUIROGA (1880), CALDERÓN (1883 y 1905) y GONZÁLEZ REGUERAL (1920), realizan los primeros estudios petrográficos y las correlacionan con el resto de las rocas volcánicas recientes de la Península Ibérica. Los trabajos de E. HERNÁNDEZ PACHECO (1921 y 1927), de F. HERNÁNDEZ PACHECO en las hojas Geológicas 1:50.000 del IGME (1928 a 1935), en colaboración con ALVARADO, FERNÁNDEZ VALDÉS, MESEGUER, DE LA ROSA y TEMPLADO, y sobre todo la monografía de F. HERNÁNDEZ PACHECO (1932), dan ya una visión de conjunto de esta región volcánica, tanto de su distribución espacial, como de sus características petrológicas y vulcanológicas. PARGA PONDAL (1935) efectúa la primera caracterización geoquímica.

Tras numerosos años en los que esta región volcánica no fue objeto de estudio, son los trabajos de IBARROLA y BRÄNDLE (1974) ANCOCHEA *et al.* (1979), ANCOCHEA y DEL MORO (1980), ANCOCHEA y BRÄNDLE (1981 y 1982), ANCOCHEA e IBARROLA (1982) y ANCOCHEA (1984), que quedan sintetizados en el más genérico de ANCOCHEA (1983), los que analizan de una forma más completa los aspectos vulcanológicos, geocronológicos, geoquímicos y petrogenéticos y dan a conocer esta área volcánica en toda su extensión. Posteriormente CEBRIÁ (1992), LÓPEZ RUIZ *et al.*, (1993) y CEBRIÁ y LÓPEZ RUIZ (1995) aportan nuevos datos geoquímicos, perfec-

cionan los modelos petrogenéticos y sitúan el vulcanismo en un marco geodinámico. BÓGALO *et al.* (1994), GALLARDO *et al.* (2002) y GALLARDO (2004) estudian el paleomagnetismo de estas rocas y sus relaciones con los depósitos neógenos.

Atendiendo a criterios vulcanológicos, se pueden distinguir en esta región: lavas, piroclastos de caída y piroclastos hidromagmáticos. En cada uno de ellos se puede, además, especificar la composición: melilititas olivínicas, limburgitas, nefelinitas olivínicas, leucititas olivínicas, basanitas y basaltos; aunque no en todas las hojas aparecen todos los tipos vulcanológicos o composicionales.

A escala macro o mesoscópica las diferencias entre los distintos tipos composicionales son prácticamente inexistentes o inapreciables (ligera diferencia en la coloración en muestra de mano), siendo estas solo importantes microscópicamente. A escala microscópica tampoco se diferencian basaltos y basanitas por lo que se han englobado en un mismo grupo. Algo similar ocurre con las limburgitas (rocas en las que no se distingue petrográficamente ningún feldespato, ni feldespatoide) que suelen corresponder desde el punto de vista químico a nefelinitas olivínicas, por lo que se agrupan con ellas.

En el caso de los depósitos hidromagmáticos, la naturaleza de los mismos, compuestos esencialmente por fragmentos no volcánicos, o incluso volcánicos, pero con dudas con respecto al origen juvenil (del mismo magma), o accidental (sin relación con él), no permite hacer diferencias en cuanto a la composición.

Desde el punto de vista vulcanológico en la Hoja afloran tanto lavas, como productos piroclásticos y, entre estos, tanto piroclastos estrombolianos, como hidromagmáticos. Desde el punto de vista composicional afloran todos los tipos litológicos, pues es en la única hoja en la que aparecen las leucititas olivínicas.

Se han diferenciado así: por un lado lavas basálticas (incluyendo las basaníticas), lavas de nefelinitas olivínicas (incluyendo las limburgíticas), lavas de melilitíticas olivínicas y lavas de leucititas olivínicas, por otro lado piroclastos basálticos, piroclastos nefeliníticos y piroclastos melilitíticos, finalmente piroclastos hidromagmáticos y piroclastos estrombolianos indiferenciados. Aunque existen piroclastos de composición leucitítica, no tienen expresión cartográfica.

Los afloramientos volcánicos aparecen por toda la Hoja, especialmente sobre el basamento de la mitad oriental donde son relativamente bien diferenciados y a su vez diferenciables entre sí los tres morfotipos litológicos más importantes: *piroclastos de caída* (12), *lavas* (13) y *depósitos hidromagmáticos* (14). En la otra mitad también existen buenos afloramientos, incluso en el seno de la cuenca de Argamasilla, donde se emplaza emergiendo de la misma, el cono de Cabeza Parda y el cráter de Laguna Blanca. Pero además de estos afloramientos con definición cartográfica la aparición entre el registro sedimentario es muy frecuente y testimonio de ello son las columnas 8 y 9 (ver Informe Sedimentológico). Se han encontrado piroclastos de caída y depósitos hidromagmáticos pero no lavas. Aparecen capas de piroclastos y capas de cineritas. Las primeras, suelen ser capas decimétricas con clastos de tamaño conglomerado medio a grueso y arena media a gruesa (lapilli y cenizas gruesas) que presentan una buena clasificación, base neta y poco erosiva y estructuras sedimentarias similares a las de un flujo tractivo (estratificación

cruzada en surco de baja a media escala e incluso estratificación horizontal con láminas de tamaño centimétrico, en la que con frecuencia aparece una granoselección normal), distorsiones por escapes de fluidos y bombas con un tamaño de hasta 30 cm, que rompen la estratificación. Las segundas, con sedimento de tamaño arena fina o limo (cenizas) están estra-tificadas muy finamente, con laminación horizontal de tamaño milimétrico, granoselección positiva y colores blancos o verdosos.

#### 2.3.1.1.1. Piroclastos de caída (12): Basaltos y basanitas (a); Nefelinitas olivínicas y limburgitas (b); Melilitas olivínicas (c); Indiferenciados (d). Plioceno-Pleistoceno inferior

Los piroclastos aparecen esencialmente formando acumulaciones relacionadas con centros de emisión. Se trata de centros de emisión de uno o dos kilómetros de diámetro, relativamente bien conservados y de diferentes composiciones, formados por acumulaciones de bombas y escorias basálticas, más o menos soldadas, que corresponden a las facies proximales de los edificios estrombolianos. Los principales son: meliliticos: volcán del Castillo, situado en el extremo SO de la hoja y de La Vaqueriza y Cerro Prieto en la zona suroriental; nefeliníticos: volcanes de Cerro Pelado, La Conejera y Retamar en el noreste y basálticos: volcán de Cabeza Parda, Los Frailes y La Encina en la zona central y centro oriental.

En el afloramiento de leucititas olivínicas del Morrón de Villamayor aparecen también piroclastos, pero en tan escasa cantidad que no son cartografiables.

Se han incluido como piroclastos de caída indiferenciados pequeñas acumulaciones de piroclastos de los que no se conoce su composición, ni pueden, por sus condiciones de afloramiento, ser correlacionados con otras emisiones volcánicas de composición conocida.

#### 2.3.1.1.2. Lavas (13): Basaltos y basanitas (a); Nefelinitas olivínicas y limburgitas (b); Melilitas olivínicas (c); Leucititas olivínicas (d). Plioceno-Pleistoceno inferior

Los tres tipos litológicos principales de la región volcánica se encuentran representados en proporciones similares. Se trata sobre todo de coladas, aunque también hay materiales lávicos pertenecientes a chimeneas de edificios fuertemente erosionados (sobre todo en los afloramientos más surorientales).

La mayor parte de los afloramientos volcánicos se concentran en la mitad oriental de la hoja. En la zona nororiental son sobre todo coladas de nefelinitas olivínicas, en la centrooriental predominan las coladas basálticas y en la suroriental tanto las melilitas olivínicas, como las nefelinitas olivínicas. Los valles situados al oeste de Aldea del Rey están rellenos de coladas de melilitas olivínicas, que fueron explotadas para la obtención de adoquines. En el extremo suroriental los materiales lávicos corresponden esencialmente a restos de conductos de emisión.

En la mitad occidental los materiales lávicos son mucho menos abundantes y se concentran en tres centros de emisión. Melilitas olivínicas surgidas de un pequeño centro al SE del volcán del Castillo. Lavas basálticas asociadas al volcán de Cabeza Parda de Argamasilla y las leucititas olivínicas del Morrón de Villamayor.

### 2.3.1.1.3. Depósitos hidromagmáticos. Piroclastos y fragmentos de rocas metasedimentarias (14). Plioceno-Pleistoceno inferior

La mayor parte de los depósitos hidromagmáticos de la zona están asociados a restos de edificios de esta naturaleza, que aún conservan la morfología del edificio volcánico. Se distribuyen alrededor de una zona deprimida que corresponde al cráter de explosión y se extienden alrededor de ella, de forma más o menos regular, uno a dos kilómetros. Cubren buena parte de los valles del este de la hoja y se han distribuido por la cuenca de Argamasilla, en la que afloran al este y al sur.

Los materiales característicos de este tipo de erupciones son tobas líticas, poco consolidadas y heterométricas, en las que predominan los fragmentos accidentales corticales, del paleozoico o mantélicos (enclaves ultramáficos) y con menos frecuencia los fragmentos volcánicos cogenéticos (fragmentos de rocas volcánicas o minerales sueltos como anfíboles, piroxenos u olivinos).

La falta de afloramientos impide ver normalmente la estructuración de los materiales. Cuando esto es posible, como por ejemplo en el volcán de Cabeza Parda, se trata de depósitos bien estratificados en los que se pueden distinguir facies con laminación paralela y facies con estratificación cruzada. Tanto unas como otras están ocasionalmente deformadas por el impacto de bombas, normalmente no volcánicas.

### 2.3.1.1.4. Edad del Vulcanismo

De acuerdo con las dataciones radiométricas efectuadas en centros volcánicos de toda la región (ANCOCHEA, *et al.*, 1979; ANCOCHEA, 1983; BONADONNA y VILLA, 1984) el vulcanismo de los Campos de Calatrava se desarrolla al menos en dos fases. La primera y menos importante, tiene carácter ultrapotásico, ocupa el centro de la región volcánica y está datada entre  $8,7 \pm 0,9$  y  $6,4 \pm 0,2$  millones de años, se trata de las leucititas olivínicas del Morrón de Villamayor situado al NO de la hoja. La (o las) segundas fases desarrollan un vulcanismo alcalino y ultraalcalino con emisión de basaltos olivínicos y basanitas en las zonas centrales de la región y melilititas olivínicas, tanto en el centro como en los bordes. La actividad principal se sitúa según esos autores entre los  $3,7 \pm 0,7$  y  $1,75 \pm 0,4$  millones de años. GALLARDO *et al.* (2002) han encontrado evidencias de que esta actividad se ha prolongado al menos hasta los 0,7 Ma (Brunhes).

Por su singularidad del Morrón de Villamayor se dataron mediante K/Ar tres muestras (ANCOCHEA, *et al.*, 1979), obteniendo  $8,7 \pm 0,9$  Ma y  $6,4 \pm 0,2$  Ma en dos muestras de roca total y  $7,7 \pm 0,4$  Ma en una muestra en la que se extrajo parte del olivino. Nuevas dataciones inéditas (Ancochea y Huertas, com. pers.) realizadas mediante  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  confirman la edad próxima a los 7 Ma.

### 2.3.1.2. Registro sedimentario cenozoico

#### 2.3.1.2.1. Paraconglomerados, arenas, arcillas y alteritas (15). Mioceno (?) - Plioceno

Esta unidad, que se encuentra adosada a las sierras cuarcíticas, tapizando sus vertientes, tiene representación muy discontinua y escasa ya que se trata de posibles acumulaciones de carácter

coluvionar adosadas a las vertientes serranas pero con una peculiaridad: no conservan su morfología original, es decir existe una ausencia total regularización de la vertiente. Hay casos bien determinados donde se han podido apreciar ciertas características litoestratigráficas acordes con un depósito con un componente gravitacional importante. En otros, donde tal observación ha sido imposible tan solo han podido apreciarse alteritas arcillosas de color rojo comparables con el registro cenozoico más proximal. En esos últimos lugares cabe incluso la duda de su consideración sedimentaria y que parte del mismo esté constituido por el basamento con un recubrimiento suficiente de alteritas. En cualquier caso en el mapa solo se ha definido en la mitad occidental en torno a la depresión de Argamasilla de Calatrava.

Cuando el afloramiento es claro, no tiene rasgos muy diferentes de los coluviones definidos en el apartado 2.3.2.2.2, y que han sido descritos en las columnas 02 y 05 (ver Informe Sedimentológico). Es fundamentalmente conglomerática, con ligeras variaciones de tamaño y de color. Hacia la base, se encuentran clastos de pizarra con un grado de alteración bastante alto ya que presentan color rojo (10 R 4/6) y se hallan transformadas en una alterita arcillosa, que conserva retazos originales o con una alteración menor y rasgos de hidromorfía acusada.

Son secuencias bréchicas de cuarcita cuarzo y pizarra, de orden métrico, separadas por superficies erosivas heterométricas y polimodales, que están empastados en una matriz arcillosa o arenosa de color rojizo (10 R 4/6) y ocre (10 R 4/6 a 5 R 4/6). La angulosidad es manifiesta, pero con bordes matados y el centil muy variable puede alcanzar los 40 cm. Muy poco se ha visto de organización estratigráfica, tan solo y, paradójicamente, su aparente desorganización.

Obviamente, se trata de litofacies (heterometría, angulosidad y desorganización sedimentaria acusada) ligadas a las vertientes de las sierras, producto de procesos gravitacionales, con presencia de alteritas más o menos *in situ*. Aunque se desconoce su cronología, por sus rasgos alterológicos y por posición morfoestratigráfica es razonable argumentar que presentan una estrecha correlación con el resto del registro sedimentario terciario.

#### 2.3.1.2.2. Gravas, arenas y arcillas (16). Mioceno (?)

La unidad cartográfica se encuentra representada por dos afloramientos principales, geográficamente separados: uno colgado sobre la cuenca de Argamasilla, otro constituyendo el conjunto de la porción de la del Ojalén existente en la Hoja.

El primero de ellos se reduce a una mancha de unos 3 km<sup>2</sup> al norte de Argamasilla de Calatrava, apoyada sobre el sustrato de pizarras del Ordovícico inferior (Serie Púrpura) constituyendo una plataforma irregular y degradada. La unidad alcanza los 746 m (Valdelobos) en su techo y los 710/700 m en su muro, lo que arroja un espesor máximo que podría superar los 35/45 m. Aunque muy próximo, el afloramiento se encuentra totalmente desconectado la cuenca de Argamasilla propiamente dicha.

Existen buenas observaciones debido a las graveras en explotación existentes (columna 10 en Informe Sedimentario). Se trata de ortoconglomerados poligénicos y polimodales de matriz arcillo-arenosa, con color rojizo (5 R 4/6), aunque en la parte superior se desarrolla una ocreización importante (10 YR 6/6). Los clastos, subangulosos a subredondeados, con centil de 35 cm

y tamaño medio de 6-8 cm de diámetro, son, por orden de abundancia, de cuarcita, lidita, pizarra, arenisca roja y cuarzo. Presentan estratificación cruzada en surco, estratificación horizontal, frecuentes superficies internas erosivas e imbricaciones. Forman cuerpos de geometría lenticular de hasta 7 m de espesor y 30-40 m de anchura, con base erosiva cóncava y canalizada. Corresponden fundamentalmente a facies sedimentarias Gt y Gm, pero ocasionalmente, pueden aparecer intercalaciones lenticulares de areniscas (facies Sm/St), que indican un flujo N 60-N 240.

El afloramiento meridional, unos 14 m visibles en la corta de la mina Pepita y en el talud de la canalización del río, de esta unidad forma parte de la cuenca del Ojailén, al sur de la Sierra de Puertollano, con techo a una cota de 675 m, muy similar a la que tiene el techo de Argamasilla. Está constituido por conglomerados y arenas con color ocre-amarillento (10 YR 6/6 a 10 YR 8/6) distribuidos en varias secuencias granodecrecientes inferiores a 3 m.

Son conglomerados basales, clastosoportados, espesor inferior a 2 m, color ocre-amarillento y matriz de arenas de grano grueso. Los clastos, de cuarcita, cuarzo y pizarra, son suredondeados a subangulosos con un centil de 4/15 cm y un tamaño de 2/7 cm. Internamente presentan estratificación cruzada en surco de media a gran escala (4 m de amplitud y hasta 2 m de altura) y, ocasionalmente, estratificación horizontal. También se han observado argilanes rojos, nódulos de manganeso y una débil cementación por carbonato. Las facies dominantes son Gt y Gm. Aparecen en cuerpos de morfología lenticular de gran amplitud.

El techo de los conglomerados está cubierto por arenas de tamaño medio a grueso con matriz arcillosa de color ocre-amarillento. Son masivas con rasgos edáficos tales como hidromorfías acusadas, rizocreaciones y nódulos de carbonatos y de manganeso. Son cuerpos de geometría tabular o lenticular gran extensión lateral (hasta 50 m) y poco espesor (inferior a 2 m) con facies Sm dominantes.

Esta unidad cartográfica puede interpretarse como propia de un sistema fluvial de baja sinuosidad, bien desarrollado, con barras de gravas longitudinales y transversales, con un flujo que se dirigía hacia el SO en los afloramientos septentrionales; variable en la cuenca del Ojailén pues se pasa de estar dirigidas hacia el S y SE a hacerlo hacia el SO. Tendrían una componente "braided" de moderada a alta y una red de canales efímera y móvil, como lo demuestra el relleno simple o complejo formado como máximo por una o dos secuencias de conglomerados superpuestos que son abandonados en la llanura de inundación. Precisamente, la transición neta entre los depósitos de conglomerados y arenas implica un abandono de los canales en la llanura de inundación. Las arenas se interpretan como un depósito de la llanura de inundación, ocasionado por el desbordamiento de los canales, aunque puntualmente puedan representar el relleno final por decantación de un canal en una etapa de abandono del mismo y su consecuente edafización.

#### 2.3.1.2.3. Arenas finas (17), Lutitas y margas (18) y Calizas y margocalizas (19). Plioceno medio y superior

Todas estas unidades cartográficas están estrechamente interrelacionadas en la cuenca de Argamasilla, un surco de sedimentación de unos 70 km<sup>2</sup> de extensión superficial e irregularmente

alargado en dirección E-O entre las sierras cuarcíticas de Villamayor de Calatrava (Sierra de Pe-rabad) y Puertollano. Su profundidad es muy variable, generalmente escasa, pero tiene un de-pecentro que alcanza los 105 m de espesor. Los datos de subsuelo disponibles, señalan una secuencia con carácter granodecreciente y expansivo que concluye con las litofacies más finas, las representadas en el mapa. Todas ellas afloran en no más de unos 20 m de espesor ubicados entre los 645/665 m de cota. En muchos lugares y sin excepción, se apoyan directamente sobre el sustrato pizarroso ligeramente meteorizado del anticlinorio de Abenojar. Es importante destacar que en todas ellas son muy frecuentes las intercalaciones de material volcánico pro-cedente del entorno geográfico más próximo, piroclastos y cenizas de oleadas producto de ex-plosiones hidromagmáticas o de caída.

Los materiales terrígenos más finos, *Lutitas y margas* (18), aparecen en capas de arcillas verdo-sas (5 Y 6/4), ocreas (10 Y 6/2) y rojizas (10 R 6/6 y 5 YR 5/6), estas mucho más abundantes hacia la parte superior, con contactos netos y planos, remarcados por esas diferencias de cromáticas. Son masivas, con manchas de color rojizo y, los términos superiores de la unidad, techo marrón con rasgos edáficos como endurecimientos carbonatados, nódulos de carbonatos pequeños y dispersos, marmorizaciones, rizolitos y cutanes de óxidos de manganeso. Presentan morfología tabular de espesor centimétrico variable y extensión lateral hectométrica, frecuentes alternan-cias margosas de color blanco y ocasionalmente, altos porcentajes de arena fina y algún clasto disperso de forma subangulosa. Sedimentológicamente, suelen ser facies tipo Fm (lacustres).

Las mejores observaciones de la litofacies anterior se encuentran en la ribera del río Tirteafue-ra, en el límite occidental de la Hoja. Por el contrario, hacia oriente, estos terrígenos finos de la cuenca de Argamasilla se tornan más arenosos, en capas alternantes de lutitas y arenas o bien tan solo *Arenas finas* (17). Estas capas arenosas de base algo erosiva y geometría lenticular de poca continuidad, tienen un colores verdes u ocreas (5 Y 7/2) y un tamaño de grano de medio a grueso. Son masivas, con rasgos de edafización como bioturbación y migraciones de arcillas, presentan una débil cementación carbonatada y abundantes cantos de cuarcita dispersos de tamaño milimétrico. Sedimentológicamente sus facies más característica es del tipo Sm (canales abandonados y llanuras de inundación).

En ciertos sectores, y hacia techo, este conjunto terrígeno fino, transita gradualmente a capas de *Calizas y margocalizas* (19). Primeramente, intercaladas con lutitas con contactos graduales o netos, generalmente graduales en la parte inferior y muy netos y señalados remarcados por el cambio litológico en la superior. Dichas capas tienen espesor milimétrico y una geometría tabular de carácter hectométrico; son de color blanco, pueden tener alto contenido en arena fina y textura laminada y con cierta frecuencia nodulosa o alveolar. El aspecto de la parte basal es pulverulento (tipo *chalky*), algo noduloso, a veces manchas de color rojo y parches arcillosos del conjunto inferior, mientras que hacia arriba presentan un fuerte endurecimiento, cantos oscuros, y rasgos de exposición subaérea sobreimpuestos como raíces y nodulización. Es bastante común que a techo, se observen estructuras sedimentarias muy borradas por la edafiza-ción. No se han detectado restos fósiles *in situ* pero si aparecen rasgos de bioturbación vegetal como rizolitos etc. La facies sedimentológica más común es la de calizas palustres (Cp) similar a las definidas por FREYTET y PLAZIAT (1982) y la de caliches (P). Estos últimos, con ser una fa-cies frecuente en esta etapa, su desarrollo se generaliza inmediatamente después con el cambio de situación geodinámica local. En páginas posteriores se pormenoriza en ello.

Coloración y continuidad lateral de las capas de lutitas son argumentos suficientes para suponerlas depositadas en ambientes lacustre someros más o menos permanentes con una orla externa y geográficamente cambiante, de carácter palustre (calizas) sometida a los movimientos de ascensos y descensos del nivel del agua de carácter periódico, donde se delimita una orla externa de carácter palustre sometida a los movimientos de ascensos y descensos del nivel del agua de carácter periódico, que provocan en el sedimento la aparición de rasgos de exposición subaérea y de alteración edáfica (costras carbonatadas). La ausencia de restos fósiles podría indicar más bien propio de una sedimentación en llanura de inundación fluvial donde se localizan lagos someros carbonatados, con un nivel freático muy alto, ya que en ocasiones aparecen algunos rasgos de edafización en la parte basal. En estos lagos se produciría la caída del nivel de agua en ciertos períodos. Ello da lugar a la aparición de procesos de alteración postsedimentarios que a veces enmascaran los originales.

No se han encontrado fauna ni flora fósil, pero por los datos cronológicos que señala el volcanismo contemporáneo, todo este registro sedimentario de la cuenca de Argamasilla, podría atribuírsele una edad entre el Plioceno medio y superior.

### 2.3.2. Plioceno-Cuaternario. Episodio de degradación

#### 2.3.2.1. *Problemas cartográficos generales*

La realización del mapa geológico ha puesto de manifiesto una serie de problemas, derivados de la última etapa de la evolución del relieve, donde los procesos de disección más recientes juegan un papel fundamental: se observan superposiciones de las unidades sedimentarias cenozoicas, las correspondientes a sistemas de agradación y las relacionadas con la degradación, 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 más antiguas por formaciones superficiales casi siempre relacionadas con aquellas. 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.

#### 2.3.2.2. *El episodio de inflexión*

La conclusión de la etapa de agradación sedimentaria en la cuenca de Argamasilla y su posterior degradación está articulada por un episodio de inflexión geodinámica manifestado por determinados procesos o fenómenos geológicos, de erosión-sedimentación, con incidencia en los depósitos que sellan la citada cuenca. Es por ello por lo que al inicio de este apartado se hace referencia a tres unidades cartográficas del mapa: *costras carbonatadas (20)*, *Paraconglomerados, arenas, arcillas y gravas (21)* y *gravas, cantos, arenas y limos (22)*, estos dos últimos referentes a coluviones y abanicos antiguos. Todos ellos con cronología dilatada y en situación morfosedimentaria, especialmente el primero y el último, ambigua. Estos, ocupan una posición culminante, final y principio de dos episodios geodinámicos opuestos. En los dos casos, aunque el episodio está plenamente identificado siempre es difícil de delimitar del registro anterior, nunca existe una separación neta. Por eso la unidad cartográfica número 20 está definida por el plano terminal de la cuenca encostrado, independientemente de su desarrollo, pleno o escaso. Respecto a las generaciones de abanicos más antiguos, aunque suelen ser morfográficamente correlacionables con la plataforma encostrada anterior y a su vez colgados respecto a los cursos fluviales, estos, han seguido manteniendo su funcionalidad. Se trata de unidades estratigráficas en posición ambigua puesto que involucran a los dos episodios geodinámicos a los que antes hacíamos alusión. Por esta razón estas unidades son descritas previamente a las que constituyen el registro de degradación más reciente.

##### 2.3.2.2.1. *Costras carbonatadas (20). Plioceno superior-Pleistoceno inferior-medio*

Esta unidad cartográfica está constituida por costras carbonatadas y en algún caso por calizas o terrígenos modificados por procesos edáficos como consecuencia de largo tiempo de exposición subaérea. Aflora en gran parte de la mitad occidental de la Hoja, sobre los depósitos neógenos, e incluso sobre zonas del basamento pizarroso. Por lo que se conoce regionalmente, su posición está estrechamente relacionada con la superficie de erosión/sedimentación característica de la Llanura manchega.

El techo de la denominada cuenca de Argamasilla constituye una plataforma tabular carbonatada muy generalizada y relativamente seccionada por el río Tirteafuera en su borde meridional.

Se trata de una superficie plana ligeramente inclinada hacia occidente a favor de una suave pendiente de 0,70 ‰ entre 685/689 m de sus extremos nororiental y oriental y 665 m de su límite occidental. Dicha plataforma no es sino la culminación del episodio sedimentario de la cuenca de Argamasilla con el desarrollo generalizado de caliches como consecuencia de la somerización completa de la misma. El desarrollo habitual de procesos edáficos por exposición subaérea de los ambientes de sedimentación que dan lugar a caliches durante el transcurso del episodio de relleno de la cuenca de Argamasilla, se generalizan al final del mismo. Todo su techo, independientemente de su naturaleza, calizas, lutitas o arenas, está carbonatado, constituyendo un estrato superior, de gran extensión lateral. Presenta una textura alveolar muy característica, otras veces, es nodulosa, con abundantes parches de terrígenos en la parte inferior y, ocasionalmente, arenas o pequeños cantos de cuarzo y cuarcita y estructuras sedimentarias semiborradas. Estos depósitos son en realidad los que coronan la columna estratigráfica de la cuenca de Argamasilla con la superposición de procesos de alteración. Petrográficamente puede llegar a observarse una fase inicial de alteración edáfica que se rellena con arcillas y una segunda fase de reemplazamiento carbonatado hacia esparita (ver Informe Sedimentario).

De forma general, 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 y espesores centimétricos. En otros lugares de la Mancha fueron estudiadas pormenorizadamente por PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, (1988), 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 detríticos. 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. Pero esa posición es cambiante por su condición de episodio de inflexión, ya que sella el techo de la sedimentación terciaria e indica el comienzo de la degradación del relleno de la cuenca antes de ser capturada.

#### 2.3.2.2.2. Paraconglomerados, arenas, arcillas y gravas (21). Coluvión. Plioceno-Holoceno

Esta unidad, que se encuentra adosada a las sierras cuarcíticas, tapizando sus vertientes, tiene representación en toda la Hoja. Aparece en cuerpos sedimentarios de gran continuidad lateral y espesores variables, casi siempre inferiores a los 10 m. Las mejores observaciones se localizan en las cercanías a Puertollano debido a la apertura de taludes para la red viaria y algunas canteras de áridos (Informe Sedimentológico, columnas 02 y 05).

Es fundamentalmente conglomerática, con ligeras variaciones de tamaño y de color pero pueden aparecer delgadas, dispersas y muy localizadas intercalaciones de arenas de grano grueso a muy grueso de escasa continuidad lateral. Hacia la base, se encuentran clastos de pizarra con un grado de alteración bastante alto ya que presentan color rojo (10 R 4/6) y se hallan transformadas en una masa arcillosa, que conserva retazos originales o con una alteración menor y rasgos de hidromorfía muy acusados.

Son secuencias de orden métrico, separadas por superficies erosivas de ortoconglomerados, heterométricos, poligénicos y polimodales, que están empastados en una matriz arcillosa o arenosa de color rojizo (10 R 4/6) y ocre hacia techo o en la parte más superficial (10 R 4/6 a 5 R 4/6). Presentan un espectro litológico dominado por la cuarcita y el cuarzo y una angulosidad manifiesta aunque con bordes algo redondeados. Tienen un centil variable entre los 15 y los 50 cm y un tamaño medio próximo a los 3/10 cm.

Se señala una aparente geometría tabular y cierta continuidad lateral y, aunque aparentemente tienen un aspecto desorganizado también se puede apreciar una burda estratificación horizontal de orden centimétrico y cierta gradación positiva o negativa, pero ningún otro rasgo de ordenación sedimentaria (facies Gms). En la parte superior aparecen rasgos de una fuerte hidromorfía con variaciones de colores rojos y ocre.

Se interpretan, como litofacias (heterometría, angulosidad y desorganización sedimentaria acusada) ligadas a las vertientes serranas, producto de procesos gravitacionales alternantes con esporádicos flujos más o menos acuosos.

Discontinuas, bajo los escarpes cuarcíticos más pronunciados y en las cuencas de recepción de las torrenteras se acumulan derrubios de clastos sin matriz. Las pedrizas, así es su denominación regional, aunque aquí se incluyen en esta unidad, han sido separadas en el mapa geomorfológico. Como se ha señalado están constituidas exclusivamente por material grueso suelto, estando mejor representadas en las sierras meridionales.

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 este caso, debido a su reducido tamaño, no se han representado a escala 1:50.000.

Obviamente, estas orlas de derrubios se interpretan como acumulaciones por gravedad en las vertientes de las sierras a lo largo de un dilatado periodo que puede abarcar más allá del señalado en el encabezamiento del apartado. Es muy probable que en tales acumulaciones estén representadas etapas cronológicamente lejanas puesto que la así ocurre con el propio paleorrelieve definido por las sierras cuarcíticas. El caso de las pedrizas es diferente, ya que la interpretación más extendida es que constituyen el testimonio de una época más fría que la actual, herencia directa de fenómenos de crioclastia.

#### 2.3.2.2.3. Gravas, cantos, arenas y limos (22). Abanicos y conos de deyección. Plioceno superior-Pleistoceno/Holoceno

Gran parte de *abanicos* y *conos aluviales* están articulados o interceptando puntualmente las *costras laminares* que definen superficies subestructurales de la cuenca de Argamasilla. Como se dijo con anterioridad, por posición son correlacionables con los episodios terminales de esa cuenca, pero también se detectan episodios tardíos mucho más modernos. Colgada en relación con las líneas de drenaje, forma los piedemontes continuos de los contornos montañosos de la Hoja en torno a la depresión de Argamasilla (sierras de Calatrava y de Villamayor) y valle del Ojailén y el límite centro oriental de la Hoja.

Estos abanicos 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, puede que más, especialmente en torno a la Sierra de Calatrava al oeste de Puertollano. En superficie se observa un extenso canturreal suelto (como consecuencia de la erosión selectiva del material más fino) de cantos heterométricos de cuarcita que pueden alcanzar tamaños de hasta 15 cm de diámetro, junto a una matriz margo-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.

### 2.3.2.3. Episodio de degradación propiamente dicho

#### 2.3.2.3.1. Conglomerados, arenas y limos (23). *Terrazas*. Pleistoceno medio-superior

Apenas existen terrazas fluviales puesto que los ríos más importantes, el Ojailén y el Jabalón tienen una aparición muy breve, en las esquinas suroeste y noreste respectivamente. Las escasas terrazas fluviales identificadas se encuentran ligadas al río Tirteafuera y sus arroyos tributarios: en los alrededores de Villamayor de Calatrava, a ambos lados del arroyo de las Quinte-rías, y la confluencia del río Tirteafuera con el arroyo del Espino, en la zona central de la Hoja. En ambos lugares, están definidos dos niveles: a +2/3 m y a +8/10 m. Se trata de cuerpos tabulares de escaso espesor y extensión lateral, con muro erosivo y canalizado. Estas *terrazas fluviales* están constituidas por un conglomerado clasto-soportado de menos de 2 m de espesor que contiene 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 observa es imbricación de cantos.

Por posición morfosedimentaria, se atribuyen al Pleistoceno medio-superior

#### 2.3.2.3.2. Gravas y cantos, arenas y limos (24). *Glacis*. Pleistoceno-Holoceno

Los depósitos de glacis tienen una composición relativamente similar a los depósitos de abanicos y/o conos de deyección, por lo que las diferencias entre ellos estriban en los aspectos morfológicos. Son suaves taludes de acumulaciones sedimentarias, generalmente pedregosas que articulan los valles o zonas aplanadas con las vertientes de las sierras paleozoicas. Se trata de *glacis pedregosos*, de acumulación, apenas un tapiz de materiales sueltos, casi siempre clastos de cuarcitas, heterométricos y subangulosos sin apenas matriz. Es especial el caso del glacis que bordea el montículo de Valdelobos, ubicado en el centro de la Hoja, al norte de Puertollano, dadas las características de los materiales que allí afloran, pues se trata de una mesa de aluviones rodados apoyada sobre pizarras del basamento. El resultado es un tapiz de rodados cuarcíticos sueltos.

Se han representado en la mitad occidental ligados a la depresión de Argamasilla, junto a Puertollano, Villamayor y, sobre todo en torno al montículo de Valdelobos anteriormente señalado.

#### 2.3.2.3.3. Gravas y cantos, arenas, limos y arcillas (25). *Aluvial y/o fondo de valle y llanuras de inundación*. Holoceno

Los aluviones actuales están representados por el río Tirteafuera y su red de arroyos, constituidos por acumulaciones aluviales fruto de escorrentía de carácter fuertemente estacional con notables aportes laterales. Tienen composición muy variable, influida por la naturaleza litoló-

gica de las áreas que atraviesan, siendo frecuentes, según zonas, los clastos pizarrosos o calcáreos. 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 como ocurre con el predominio de limos oscuros en el ensanchamiento del cauce del río Tirteafuera, al norte de Almodóvar.

Existe presencia de aluviones del río Ojailén, al suroeste de Puertollano, y del Jabalón, en la esquina opuesta. En este último caso, se constata la aparición barras de gravas y arenas, junto con la presencia de limos y arcillas carbonatadas procedentes, principalmente, de la erosión de los afloramientos triásicos del Campo de Montiel.

#### 2.3.2.3.4. Gravas, arenas y limos (26). *Abanicos y/o conos de deyección*. 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, casi siempre superpuestos y/o ligeramente encajados en la generación de abanicos más antigua, aunque no siempre han podido diferenciarse de estos. Hay una buena representación al oeste de Villamayor de Calatrava y en cabecera del río Tirteafuera.

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.

#### 2.3.2.3.5. Limos y arcillas (27). *Lagunas y fondos endorreicos*. Holoceno

Son los sedimentos de lagunas temporales, la mayoría emplazadas en las depresiones originas en los cráteres de explosión. Son limos arenosos masivos o con laminación y estructuras de bioturbación; aunque blancos superficialmente por las eflorescencias salinas, presentan colores marrones, grises, y a veces oscuros como consecuencia de su contenido en materia orgánica. Son frecuentes las intercalaciones más gruesas, arenosas, de tamaño medio a grueso e incluso algunos cantos dispersos. Cuando están implantados sobre el sustrato cenozoico, los limos pueden presentar indicios de sulfatos carbonatos y otras sales (PORTERO *et al.*, 1988, RAMÍREZ *et al.*, 1988).

#### 2.3.2.3.6. Escombreras y vertederos (28). Holoceno actual

Tienen su ubicación al sur de Puertollano, en el valle del Ojailén, relacionadas con la actividad minera de la cuenca hullera de Puertollano pues existen varias escombreras de dimensiones considerables ligadas la actividad extractiva de explotaciones de carbón abandonadas.

### 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, 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 Puertollano, 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 Urra (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 Urra 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").

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 plegamiento 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, 1995) salvo en alguna zona puntual (ROBLES y ÁLVAREZ-NAVA, 1988; LÓPEZ DÍAZ, 1993). Existe a escala regional una disposición bastante evidente de los afloramientos del Alogrupo Ibor en bandas limitadas por grandes fallas, de orientación NO-SE, que son la consecuencia de una tectónica de bloques ocurrida después del depósito de dicho alogrupo. 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 Puertollano

#### 3.2.2.1. *Movimientos intra-Alogrupo Domo Extremeño o Serie Inferior*

Son movimientos sinsedimentarios, producidos por hundimientos de bloques mientras se depositaban las "Facies Organizadas", cuyo resultado es la formación de potentes brechas intraformacionales ("Facies desorganizadas"). En la Hoja contigua de Mestanza (836) se puede apreciar la relación existente entre los afloramientos de estas brechas y grandes fracturas de dirección NO-SE. Estas fracturas serán posteriormente reactivadas a lo largo de las orogenias Hercínica y Alpina. La edad más probable de esta deformación se atribuye al Rifeense-Vendiense.

#### 3.2.2.2. *Discordancia Oretánica (Discordancia 1 o Intraalcudiense)*

La actividad tectónica posterior a la sedimentación del Alogrupo Domo Extremeño es la responsable del plegamiento del citado alogrupo, lo que implica una considerable verticalización de la serie y como consecuencia la discordancia entre los alogrupos Domo Extremeño e Ibor. En varios lugares del entorno próximo de este trabajo como son las Hojas de Brazatortas (835), Mestanza (836) y Fuencaiente (860) se deducen directrices NO-SE que deben corresponder a los mismos accidentes que dieron lugar a las Brechas intraformacionales del Alogrupo Domo Extremeño. Estos accidentes serían los responsables de los pliegues pre-Discordancia Oretánica. La edad de estos movimientos sería Vendiense (VIDAL *et al.*, 1994).

#### 3.2.2.3. *Movimientos intra-Alogrupo Ibor*

Según estudios sedimentológicos realizados en el entorno regional de esta Hoja (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. La edad de estas defor-

maciones se atribuye al Vendense Superior-Cámbrico Inferior (GARCÍA-HIDALGO, 1993; VIDAL *et al.*, 1994).

#### 3.2.2.4. *Tectónica de bloques preordovícica*

Consecuencia regional de esta tectónica es la Discordancia 2 entre los Alogrupos Ibor y Valdelacasa. En el apartado anterior (3.2.1.) se decía que el alogrupo Ibor afloraba en bandas limitadas por grandes fallas de dirección NO-SE, consecuencia de una tectónica de bloques y en la Hoja contigua de Mestanza (836) se puede observar como una de esas fallas, NO-SE, es sellada por los materiales del Ordovícico, lo que permite asegurar que es una deformación preordovícica. De acuerdo con ORTEGA *et al.* (1988), esta deformación sería consecuencia de la reactivación de la extensión generada con posterioridad al plegamiento del Alogrupo Domo Extremeño la cual se prolongaría con posterioridad al depósito del Alogrupo Ibor.

#### 3.2.2.5. *La discordancia Toledánica*

Entre el Ordovícico y su sustrato, tampoco se ha reconocido en ningún afloramiento concreto, debido tanto al recubrimiento terciario como a la gran extensión superficial de los coluviones cuaternarios procedentes sobre todo de la Cuarcita Armoricana. Dados los suaves buzamientos del Alogrupo Ibor así como los de las formaciones basales del Ordovícico puede deducirse que entre ambos conjuntos sedimentarios la deformación es débil (basculamiento).

#### 3.2.2.6. *Episodios deformativos prehercínicos durante el Paleozoico*

Durante la sedimentación del Paleozoico Inferior, en el entorno regional de la Hoja de Moral de Calatrava, 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 de Urbana tiene grandes variaciones de espesor (hasta desaparecer) así como un componente volcánico muy alto; todo este contexto sigue apuntando a 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 ossamorénica, cuya estructura se caracteriza por la existencia de pliegues tumbados isoclinales y plurikilométricos 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 Parautoctona (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 "Culm") 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 antiformalles 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 (MONTERERÍN 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 estricto*) o también Unidad Paraautóctona en el área situada al S del Sistema Central-Salamanca y al N de la Unidad Alóctona del sector más meridional del Dominio de los Pliegues Verticales, al S de Los Pedroches, es a grandes rasgos 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 (Frasiense-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 (F<sub>1</sub>) produce pliegues de plano axial subvertical, que no tienen vergencia definida, salvo en algún sector como la zona ubicada al sur del Anticlinal de Alcuía (MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 2001) que son vergentes al sur, de gran longitud de onda, con una esquistosidad asociada (S<sub>1</sub>) subparalela a su plano axial y no siempre penetrativa y que tienen una dirección predominante NO-SE. Esta fase es posterior al Carbonífero inferior, al que afecta y coincide más o menos en edad con la fase que pliega el cabalgamiento de la Unidad Alóctona, a su vez posterior al Carbonífero inferior. Sería por tanto posterior también a la "Fase de deformación principal" descrita anteriormente (a la que también pliega) y produce la primera deformación interna penetrativa en los materiales precámbricos y paleozoicos del Dominio de los Pliegues Verticales (*sensu estricto*).

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

En relación con esta zona de cizalla extensional, se generan algunos pliegues de primer orden y continuidad regional (segunda fase de RÍOS ARAGÜÉS, 1977), entre los que cabe destacar el

Antiforme de Sierra Madrona-Santa Elena, al N de la zona de cizalla, y el Sinforme del Jándula, al S de la misma. Se trata de pliegues abiertos, de gran longitud de onda, cilíndricos, de plano axial subvertical, con ejes subhorizontales, de dirección aproximada ONO-ESE, girando hacia E-O. No se observan foliaciones ni lineaciones de estiramiento asociadas a esta fase de repliegamiento. 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  $F_4$  (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 ( $F_1$ ) 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 Puertollano

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 Puertollano 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; no se ha detectado la presencia de las fases dos y tres pero sí se reconoce una etapa de deformación posterior, más suave que la primera. La fracturación, desarrollada casi siempre en condiciones frágiles, puede generarse o reactivarse a lo largo de todo el Hercínico. Estas etapas 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 definida esencialmente por los materiales cuarcíticos del Ordovícico Inferior. La Fase uno marca las principales directrices estructurales, representadas por pliegues de todas las escalas, simétricos, con planos axiales subverticales o con ligeras vergencias a ambos lados y ejes subhorizontales con dirección aproximada ONO-ESE. Es una deformación homogénea, consecuencia de un acortamiento NNE-SSO, en la que la esquistosidad asociada es apenas reconocible, lo que refleja un acortamiento poco importante

con apenas aplastamiento. En estas condiciones el plegamiento se puede considerar como un "buckling" perfecto, plegándose las secuencias de tipo multilayer por mecanismos del tipo "flexural slip" (deslizamiento entre capas).

### Estructuras mayores y menores

La primera fase de deformación tiene una distribución homogénea aunque en gran medida está reorientada por las etapas posteriores (Figura 1).

La estructura más importante de esta fase es la terminación perianticlinal de la Antiforma de Tirteafuera-Argamasilla, muy bien definida por la Cuarcita Armoricana, que con una directriz E-O, afecta a la mayor parte de la Hoja. Esta antiforma, muy centrada en el mapa, es de longitud y anchura plurikilométricas.

En el flanco norte de la antiforma se evidencian reorientaciones norteadas de la Formación de Base y de la Cuarcita Armoricana (Domo de la Moyana, Cubeta de El Cura, Domo de Cerro Largo) así como una fracturación E-O o NNO-SSE que provoca repeticiones de serie en la Formación de Base.

En el flanco sur de la antiforma y en su tramo más oriental, se individualizan algunas estructuras, definidas por los mismos materiales, en las que también son muy evidentes las reorientaciones norteadas de etapas posteriores y la fracturación ONO-ESE.

El Sinforme del Turruchel, es de longitud y anchura plurikilométricas, tiene el flanco norte afectado por la Falla de Cabezuela y se reconocen en él estructuras más pequeñas, de orden hectométrico, en algún caso con reorientación norteadas. El Anticlinal de Peñapalomera de longitud kilométrica y anchura hectométrica está afectado en su flanco sur por la Falla de la Nava, la cual lo hace desaparecer hacia el oeste. El Sinclinal de Hoya Honda, de longitud y anchura kilométricas, está afectado al norte por la Falla de la Nava. El Antiforme de las Cruces, también de longitud y anchura plurikilométricas, se caracteriza por presentar hacia el este estructuras de dimensiones hecto-kilométricas, de dirección ONO-ESE y hacia el oeste estructuras de orden hectométrico más norteadas, del tipo "domo y cubeta".

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

Los pliegues menores son muy escasos y de irregular distribución. Se observa algún pliegue de arrastre, cartográfico, en la Cuarcita Armoricana con tamaño de orden hectométrico. Son pliegues simétricos, entre cerrados y abiertos (FLEUTY, 1964) de las clases 2D y 3D (HUDLESTON, 1973). La competencia y/o espesor de las capas arenosas determina la geometría y el comportamiento del pliegue, que en estos casos se asocia a la clase 1B (RAMSAY, 1967).

La esquistosidad S1, muy débil, se reconoce ocasionalmente en las alternancias de areniscas y pizarras de la Formación de Base. La dirección es igual a la de los pliegues y el buzamiento verticalizado (abánico). Al microscopio se reconoce con dificultad en los materiales cuarcíticos una esquistosidad muy grosera ("rough cleavage") con un ligero aplastamiento de los minerales de



Fig. 1. – Esquema tectónico.

cuarzo y reorientación de algún mineral micáceo; en los escasos niveles pizarrosos puede ser un “slaty cleavage”, muy poco penetrativa, sin recristalización ni blastesis mineral, en la que los elementos constituyentes, sobre todo los micáceos, presentan una orientación más o menos preferente (aunque no se diferencian a simple vista); también se puede presentar como una esquistosidad de crenulación, cuando la roca tiene mucha mica detrítica, o bien como láminas anastomosadas poco continuas.

Las lineaciones de intersección de la esquistosidad ( $S_1$ ) con la estratificación ( $S_0$ ) son subparalelas a los ejes de los pliegues de primera fase, solo se reconocen en los niveles limolíticos y tienen desigual incidencia en función de los conjuntos sedimentarios afectados, así en el Alogrupo Domo Extremeño presentan pliegues fuertemente inclinados, en el Alogrupo Ibor son más tendidas, debido a los suaves buzamientos que presenta y en el Ordovícico son prácticamente subhorizontales.

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.

#### 3.3.2.2. Segunda fase de deformación ( $F_2$ )

No tenemos referencias claras de estructuras que correspondan a esta fase de deformación en la Hoja de Puertollano. En Valdepeñas (MONTERÍN *et al.*, 2018) se ha reconocido, localmente, la presencia de una deformación dúctil asignable a esta etapa. En áreas relativamente próximas como son las Hojas de Sta. Elena (862), Aldeaquemada (863) y Venta de los Santos (864) se ha reconocido una banda de cizalla, de escala regional, con estructuras dúctil-frágiles, metamorfismo y magmatismo asociados, que se atribuye a una segunda fase de deformación (MATAS *et al.*, 2009; MARTÍN PARRA *et al.*, 2004, 2006).

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

#### 3.3.2.3. Tercera fase de deformación ( $F_3$ )

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

A esta fase se pueden atribuir algunas fracturas NE-SO de carácter senextro como las de Acebuche, Charneca, Cerro Tesoro y Caracuel. La falla de Acebuche desplaza el flanco sur de la



Antiforma de Tirteafuera-Argamasilla limitando por el NO la Cuenca de Puertollano; en cualquier caso todas estas fallas es muy probable que hayan rejugado durante el Alpino.

#### 3.3.2.4. Cuarta fase de deformación ( $F_4$ )

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

El mejor modo de detectar su presencia es la observación de las formaciones del Arenig en el mapa geológico. Tanto al norte (en el entorno de Ballesteros de Calatrava) como al sureste (Sierra de Calatrava) se reconoce con facilidad la reorientación norteada de varias estructuras de primera fase, que originan las típicas formas geométricas de "domo" y "cubeta".

La estructura menor mejor definida de esta fase, es un clivaje de fractura muy espaciado (que parece un diaclasado penetrativo) de dirección norteada y muy verticalizado; este clivaje se observa de forma generalizada en todos los tramos areniscosos de la hoja y no desarrolla ningún tipo de crecimiento mineral.

También se observan algunas fracturas de dirección ONO-ESE y carácter senextro, que cortan a las estructuras de primera fase, como son las Fallas del Terminillo, de Cabezuela y de Puertollano, que pudieron haberse generado en la cuarta fase de deformación, aunque lo más probable es que sean reactivaciones durante esta fase, de fracturas previas prehercínicas. Estas reactivaciones o rejuegos aprovechan los planos de deformación o de anisotropía generados por las fracturas precedentes.

La Falla de Puertollano, que limita la Sierra de Calatrava por el sur, es la prolongación de un accidente plurikilométrico que afecta de forma importante al núcleo del Sinclinal de Puertollano (dentro de la Hoja de Mestanza), donde se observan bandas de cizalla que deforman a las Pizarras Chavera y a las rocas volcánicas silúricas. Esta falla condiciona, el límite septentrional de la Cuenca Hullera de Puertollano, corta el flanco norte del Sinclinal de Puertollano (o el sur de la Antiforma de Tirteafuera-Argamasilla) y se prolonga por la Hoja contigua de Tirteafuera (809), actuando de límite entre los afloramientos paleozoicos meridionales y los materiales proterozoicos. De la observación del mapa se puede deducir que es desplazada, en las proximidades de Puertollano, por el rejuego alpino del desgarre senextro de la Falla de Acebuche (que a su vez está probablemente relacionada con la Fase 3). WALIS (1985) atribuye la génesis de la Cuenca de Puertollano a la extensión ("pull-apart") producida por la falla de "strike-slip" (desgarre) del mismo nombre; por nuestra parte no tenemos datos suficientes que avalen la citada interpretación. La edad de esta falla es, como mínimo pre-Estefaniense B, aunque pudo haberse reactivado con posterioridad dados los fuertes buzamientos de los materiales estefano-pérmicos, en el flanco septentrional del Ovalo Norte.

### 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 tres sistemas principales: fracturas de dirección ONO-ESE, fracturas de dirección OSO-ENE y fracturas NE-SO.

Las fracturas que corresponden al primer sistema son verticales y de recorrido plurikilométrico. Ocasionalmente llevan asociadas brechas de falla frágiles y casi siempre reflejan una actividad hidrotermal de baja temperatura, con importante relleno de cuarzo, de espesor métrico-decimétrico. Se puede afirmar que afectan de manera importante a los pliegues de fase uno ya que pueden llegar a hacer desaparecer un flanco y ocasionalmente el pliegue completo como es el caso de las fallas de Cabezuela, de la Nava y Puertollano.

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.) en el marco extensional generado durante la fase 2. También, en algún caso, se han podido generar o reactivar durante la fase 4 (ver apartado 3.3.2.4.). A su vez, en la Hoja de Villanueva de los Infantes (813), se han reconocido rejuegos alpinos de este sistema.

El segundo sistema de fracturación, de dirección OSO-ENE, corresponde a fracturas de recorrido plurikilométrico y componente normal, con desplazamiento lateral variable decamétrico-hectométrico. No se tiene una ubicación temporal clara de estas fracturas.

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

De acuerdo con la dirección NE-SO este sistema puede atribuirse a dos etapas distintas:

Algunas fallas como la Falla de Acebuche, de componente senestro, responden a una compresión máxima NNE-SSE, la misma que tiene la Fase tres, pero su rejuego principal es probablemente alpino, ya que desplaza a la Falla de Puertollano.

En otros casos (quizás la mayoría) son posteriores al primer sistema, responden a un acortamiento E-O y extensión N-S que es el mismo que el de la fase cuatro. Son fracturas frágiles que se desarrollan a todas las escalas; las más evidentes, de dirección NE-SO, tienen componente de desgarre dextro mientras el resto, peor representado y con dirección NO-SE tiene componente de desgarre senestro; en ambos casos son de recorrido plurikilométrico y desplazamiento variable métrico-hectométrico, que en la mayoría de los casos no puede observarse con claridad. Ligado a ellas hay una actividad hidrotermal de baja temperatura, con frecuencia acompañada de sulfuros, que suele rellenar las fracturas; estos rellenos aparecen en todo el Macizo Ibérico meridional.

Este sistema puede ser algo póstumo respecto a la cuarta fase de deformación y tanto este sistema como los anteriores 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 (Culm) 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 Culm 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 ( $319 \pm 5$  Ma, MONTERO *et al.*, en prep.), y anterior al granito de La Haba ( $314.2 \pm 1.9$  Ma, CARRACEDO *et al.*, 2009) y a la fase 4 (esta última la pliega); por tanto se desarrollaría alrededor del Namuriense superior.

## 3.4. DEFORMACIONES ALPINAS

La falta de registro mesozoico y de gran parte de 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, 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 a una falla transformante situada entre la cordillera Bética y la Meseta (DOBLAS *et al.*, 1994), 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 FISIOGRÁFICA

La Hoja de Puertollano se localiza en el borde sur-oriental del Macizo Hespérico Meridional, más concretamente en las estribaciones meridionales de la gran unidad morfoestructural que definen los Montes de Toledo, junto a la prolongación occidental de la llanura cenozoica de La Mancha, constituyendo la porción suroccidental del Campo de Calatrava.

El relieve es en general moderadamente accidentado. La red fluvial que afecta a la región presenta una distribución irregularmente radial ya que vierte a tres colectores principales, Jabalón, Tirteafuera y Ojailén, a su vez pertenecientes a dos grandes cuencas hidrográficas: Guadalquivir y, sobre todo, Guadiana. Al Jabalón, que asoma en la esquina noreste de la Hoja en dirección noroeste vierte todo el límite septentrional y oriental. Este río, después de una trayectoria E-O por la cuenca de Moral de Calatrava y Valdepeñas, procedente del Campo de Montiel donde tiene su origen, 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 Ojailén que tiene una muy breve aparición en la esquina opuesta, al suroeste de la localidad de Puertollano recoge aguas de una estrecha franja de la vertiente meridional de la Sierra de Calatrava. Sin embargo recoge el colector fluvial propiamente dicho de esta hoja es el río Tirteafuera, afluente directo del Guadiana entre Luciana y Puebla de Don Rodrigo. Drena más de la mitad de la hoja, en concreto la morfoestructura definida por el cierre periclinal del anticlinorio de Abenjar, un área relativamente deprimida donde se ubica la denominada cuenca de Argamasilla sellada por una plataforma a unos 665 m de altitud. El propio río Tirteafuera que incide esa plataforma por el sur y otra pequeña arteria septentrional que vierte en este junto al borde occidental de la hoja, constituida por los arroyos de las Quinterías, de la Dehesa y de la Ventilla, son los principales y únicos ejes fluviales. Esta pequeña cuenca hidrográfica está delimitada por sierras de moderada altitud con cotas máximas entre los 800 y 1.000 m. El conjunto volcánico del cerro de Cabeza Parda (718 m) y la loma de Valdelobos (746 m) inscriben una pequeña elevación central en la misma.

El relieve es quebrado aunque presenta una gran depresión central. Más de la mitad de esta última es totalmente plana pero con vaguadas suavemente empotradas en ella y algunas lomas ligeramente elevadas del resto. La máxima diferencia altimétrica en la Hoja es de 362 m, la diferencia marcada entre los 642 m del río Tirteafuera al norte de Almodóvar del Campo y los 1.004 m Sierra de Calatrava al oeste de Puertollano. No obstante, considerando la cota de la plataforma encostrada de Argamasilla (665-690 m) y la de la mayoría de las cumbres de las sierras (800-950 m), el desnivel aparente es bastante menor, unos 150 m.

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

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, la determina el definitivo avance en el conocimiento regional, es la contribución cartográfica, años atrás, de este mismo Proyecto. Se trata de 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. Desde el punto de vista estrictamente de la geomorfología volcánica, también destaca la aportación 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 occidentales del Campo de Calatrava en su límite con el Valle de Alcudia, tránsito a Sierra Morena propiamente dicha. Por otra parte la Llanura manchega por el este, se extiende desde el valle del río Júcar hasta Ciudad Real (PÉREZ GONZÁLEZ, 1982), donde es frontera con el Campo de Calatrava. Sus límites son los relieves más o menos accidentados de Montes de Toledo y Sierra de Altomira al norte y del Campo de Montiel al este y Sierra Morena al sur.

Esa transición está señalada por la prolongación de la Mancha, con sus llanadas encostradas en dicha región compartiendo paisaje con las sierras cuarcíticas y los cabezos volcánicos. De esta manera, el relieve de la zona de estudio se organiza en tres elementos principales determinados por el sustrato geológico: las sierras o pequeñas elevaciones constituidas por el basamento paleozoico, los valles o zonas deprimidas conformadas sobre los materiales cenozoicos y, superpuesto a los anteriores, otras elevaciones singulares determinadas por los conos del vulcanismo del Campo de Calatrava.

En el sustrato paleozoico se definen alineaciones de crestas cuarcíticas, generalmente orientadas ONO-ESE. Estas alineaciones alomadas reflejan las características estructurales del basamento hercínico, 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 fracturación alpina, más o menos oblicua a las sierras paleozoicas.

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

Tanto las zonas más deprimidas, generalmente rellenas por sedimentos cenozoicos, como las elevaciones originadas por las cuarcitas, aparecen salpicadas por otros montículos de morfología cónica. Se trata de los llamados cabezos o negrales, lomas muy romas de color oscuro, constituidos por acumulaciones de naturaleza volcánica, cuyas laderas suelen estar perfectamente articuladas mediante "glacis encostrados" con la altiplanicie, también encostrada, que define las áreas deprimidas. Apuntamientos cónicos similares a estos son también muy abundantes sobre las crestas cuarcíticas de las sierras paleozoicas.

#### 4.3.1.2. Elementos y Formas estructurales

Las formas estructurales que aparecen sobre el basamento paleozoico son *resaltes en capas horizontales* o *subverticales*, *crestas*, *cuestas*, *chevrons*, *resaltes de capa*, trazas de *fallas* e incluso *relieves conformes*, *sinclinal* o *anticlinal*. Estos elementos, muy frecuentes en el paisaje, se presentan en la mayoría de los casos poco señalados dado el carácter del modelado, muy suavizado, de perfiles romos sin apenas resaltes. Están regularmente distribuidos por todas las lomas paleozoicas de la Hoja, aunque por destacar habría que señalar la magnífica cuesta dibujada por la Sierra de Puertollano, con resaltes estructurales y *chevrons* muy bien definidos en su dorso, y las del norte de Villamayor de Calatrava, en la esquina noroeste de la hoja, llena de repeticiones de pequeñas lomas paralelas y alargadas constituyentes de los flancos de relieves relativamente conformes de las correspondientes estructuras hercínicas. Sin embargo esta disposición estructural del relieve no ha quedado destacada lo suficiente por el hecho que todos los cerros se muestran arrasados y aplanados. Este doble significado obliga a establecer ciertas prioridades en la representación de unos y otros elementos. En este caso en el mapa geomorfológico no se señalan como crestas estructurales nada más que algunas de las sierras pues se enfatiza más el modelado posterior de sus crestas, es decir se priorizan las características exógenas o morfodinámicas. El resultado es que la mayoría de las lomas aparecen representadas como "superficie de cumbres".

En el otro dominio, el cenozoico, las formas más destacadas son los rellanos o *superficies estructurales* que constituyen tablas calcáreas horizontales con escarpes inferiores a 10-20 m de altura. Se trata de la plataforma tabular determinada por las calizas y los calcimorfos pliocenos, una extensa superficie subestructural que caracteriza gran parte de la mitad occidental de la hoja, constituyendo el sello de la cuenca de Argamasilla, entre Villamayor, Puertollano y Almodóvar y siguiendo aguas arriba el río Tirteafuera, al este de Argamasilla. Ocupa una extensión de más de 35 km<sup>2</sup>, pero fragmentada por dicho río en el sur y el arroyo de la Ventilla en el norte.

Presenta una cota muy constante, entre los 685 m de su bordes noroccidental (arroyo de la Ubreba) y oriental (El Baillo) y los 665 m de sus rellanos más occidentales al norte de Almodóvar del Campo, pero ligeramente descendente hacia el oeste, en el sentido del drenaje general. Se encuentra limitada por una cornisa neta de unos 20 a 25 m sobre el río Tirteafuera, el arroyo Ventilla y su límite centrooccidental, colgado sobre las lagunas de Cucharas y los Almeros. Su articulación con las sierras se manifiesta a través de abanicos aluviales y glacis. En el valle del río Ojailén, al sur de Puertollano, también aparecen pequeñas mesas estrechas, digitadas y alargadas hacia ese río, determinadas por caliches (Llano de las Viñas). El testimonio proximal de estas plataformas encostradas se puede encontrar en otras plataformas sin encostramiento definidas al suroeste de Puertollano, al sur de Argamasilla o junto a la ribera septentrional del arroyo Ventilla. Lo habitual es que todos estos trozos de superficies presenten una continuidad hacia las sierras a través de una superficie de piedemonte, apenas disectada y sin endurecimiento carbonatado superficial, que ha sido representada mediante los abanicos culminantes del piedemonte.

Esta superficie subestructural, tan generalizada y comúnmente definida por encostramientos carbonatados, podría tener equivalencia a la superficie inferior ( $S_2$ ) de MOLINA (1975) o "superficie inferior de la Llanura Manchega" de PÉREZ-GONZÁLEZ (1982).

#### 4.3.1.3. Elementos y Formas volcánicas

Las morfologías volcánicas son esencialmente un reflejo de los mecanismos eruptivos que las generaron, de los procesos (erosivos o sedimentarios) que han actuado sobre ellos y del tiempo transcurrido. En los *centros de emisión* volcánicos que surgieron en las zonas montañosas han predominado los procesos erosivos, las formas originales han desaparecido en su mayoría y en ocasiones solo se conservan los conductos de emisión. En los volcanes que han hecho erupción en las zonas deprimidas, los procesos erosivos han sido menos intensos y con frecuencia han sido cubiertos por depósitos posteriores.

Los mecanismos eruptivos en la región de los Campos de Calatrava han sido esencialmente estrombolianos e hidromagmáticos. En el primer caso, se han formado normalmente pequeños *conos de piroclastos* hoy *degradados* a cerros redondeados denominados localmente *cabezas* (Cabeza Parda, al norte de Argamasilla). Sus diámetros son generalmente hectométricos, pudiendo llegar hasta cerca de 2 km; sus alturas son de pocas decenas de metros. Solo en contadas ocasiones se conservan *conos con* restos de una depresión de tipo *cráter*. Entre los más representativos de la hoja, además del mencionado de Cabeza Parda (718 m), destacan otros como el de El Castillo (726), Cerro Prieto (899), Los Romeros (877), La Conejera (838) o Cerro Pelao (835), los cuatro últimos edificadas sobre las sierras cuarcíticas. De estos conos han partido *coladas de lava* de diferente entidad, normalmente pequeñas, aunque pueden llegar a alcanzar cuando se canalizan por valles, algunos kilómetros de longitud (8 km por el arroyo del Buitre, fluyendo hacia Aldea de Calatrava y 4 km desde La Conejera hacia Ballesteros de Calatrava). Ocasionalmente, tales coladas pueden estar culminadas por una *superficie lisa* muy bien definida.

Las erupciones hidromagmáticas que han tenido enorme importancia en el conjunto de la región constituyendo la mitad del total de edificios reconocidos. Han dado lugar a *cráteres de explosión* de tipo *maar* de 1 a 1,5 km de diámetro mayor. En esta hoja son muy abundantes (se



han contabilizado hasta cerca de 30) y con frecuencia tienen una laguna en su parte central, dando lugar a algunos de los *maares* más característicos del Campo de Calatrava: Caracuel, Los Lomillos, El Acebuche, Las Carboneras, Caracuel o Laguna Blanca. Es frecuente que en la evolución volcánica de un centro de emisión se sucedan momentos en los que la erupción es hidromagmática, con otros de actividad estromboliana, este es el caso del volcán de El Castillo cuya actividad fue inicialmente estromboliana y a continuación hidromagmática, dando como resultado final un cono de piroclastos mutilado por un cráter adosado en unas de sus laderas (laguna de Almodóvar).

Pueden distinguirse dos tipos de edificios hidromagmáticos según el tipo de sustrato sobre el que se produzca la explosión, rocoso o terrígeno. Esa circunstancia determina, en numerosos casos que se origine o no, anillo de tobas conservado. Los *cráteres de explosión* sin depósitos de tobas asociados (o con escasos depósitos) constituyen depresiones cerradas de contornos más circulares con diámetros próximos a los 300 m, profundidades inferiores a 30 m y bordes relativamente suavizados por la erosión. Son frecuentes sobre todo en el cuarto sureste de la Hoja, donde se presentan más pequeños, circulares y profundos, como Navalanguilla (600 m de diámetro) y, sobre todo Hoya Honda, totalmente circular con 400 m de diámetro y cerca de 60 m de profundidad. *Maares* importantes como El Acebuche Navalacierva, Los Lomillos y Las Carboneras, y La Laguna de Caracuel, aunque se emplazan sobre basamento presentan anillos de tobas en algunos de sus bordes.

Los *cráteres de explosión con anillo de tobas conservado*, que se disponen generalmente en las zonas más planas o adosadas a los relieves paleozoicos, se originan sobre sustrato terrígeno. Consisten en un cráter o suave depresión, situada en ocasiones bajo el nivel general del suelo, y un anillo, que las rodea total o parcialmente, constituido por la acumulación de los piroclastos expulsados en las explosiones. Son de contornos subcirculares o elípticos y de mayor dimensión que los que aparecen sobre roca. Los diámetros de la depresión interna oscilan entre 250 y 1.300 m, con tamaños medios y más frecuentes de 700 x 450 m. Los anillos de tobas tienen pendiente suave, siempre más acusada hacia el interior, con diámetros variables entre 400 y 2.200 m, con valores medios, los más frecuentes de 1.100 x 850 m. La altura del anillo tobáceo respecto al punto más deprimido no suele sobrepasar los 20 m. En los fondos de los cráteres aparecen depresiones cerradas, que han dado lugar a zonas endorreicas o semiendorreicas, alguna de ellas con depósitos evaporíticos. Son destacables los *maares* de la Laguna Blanca, Almodóvar y Argamasilla.

En los edificios más erosionados solo se conservan restos de los antiguos *centros volcánicos*. Este es el caso de algunos pequeños afloramientos surorientales de la hoja y del propio Morrón de Villamayor (842 m). Este tiene unas dimensiones mayores de lo habitual y en él puede distinguirse estructuras de intrusión de tipo domo.

#### 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* con taludes de derrubios ocasionalmente señalados, 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 que dibujan un perfil más o menos cóncavo y de elevada pendiente, pueden estar articulados con formaciones o elementos morfológicos como los glacis, de inclinación mucho más moderada. Las pedrizas o canchales son habituales, pero con mucha frecuencia no alcanzan tamaño suficiente para su representación a escala 1:50.000. Suelen mostrar una morfología triangular muy característica en la cabecera de los barrancos que drenan las sierras más destacadas.

Unos y otros depósitos de ladera se encuentran distribuidos por toda la Hoja, en estrecha relación con la localización de las sierras cuarcíticas. La orla de coluviones es profusa y continua alrededor de todas las lomas; la aparición de pedrizas se limita a las elevaciones más escarpadas con afloramientos netos de cuarcita como en la mitad meridional de la Hoja, la Sierra de Calatrava y en el contorno de algunos *maares* profundos.

##### **Formas fluviales**

Las formas fluviales más importantes de la hoja son *fondos de valle*, *incisiones*, *sistemas de terrazas*, estas mal definidas, *abanicos y/o conos de deyección* y ciertos elementos que definen las sierras como *escarpes y cuerdas o divisorias montañosas*.

Las *cuerdas o divisorias montañosas* son crestas estructurales dibujadas por la cuarcita armoricana modeladas por el tiempo. Se presentan definiendo líneas de cumbres romas que pueden enlazar con tramos subhorizontales que definen niveles o crestas apalachianas, elemento morfológico considerado de carácter poligénico razón por la cual se describe en el apartado correspondiente.

Los *fondos de valle* constituyen las formas planas relacionadas con el drenaje actual. Bajo esta forma se incluye, además del lecho mayor del río Tirteafuera y unas pequeñas porciones del Jabalón y del Ojailén, aquellos depósitos que tapizan la parte más baja de los valles y barrancos de la red secundaria, todos con régimen irregular y esporádico. Su génesis puede ser esencialmente fluvial, como es el caso de los principales tributarios, o mixta, con aportes muy notorios de materiales generados en las vertientes como ocurre con toda la red secundaria. Los *fondos de valle* de dimensiones más reducidas no tienen representación areal, como formación superficial, sino lineal, y para su representación se utiliza *valle o vaguada con fondo plano*.

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 suaves barrancos donde se ha señalado *incisión lineal*, aunque en realidad

manifiestan muy escaso encajamiento. La altiplanicie definida por la superficie subestructural que sella el techo del registro cenozoico de la cuenca de Argamasilla presenta algunas incisiones menores, es decir referidas a barrancos o surcos de drenaje superficial, y también una red de arroyos profundos, de unos 10 o 15 m, con fondo plano bien definido por lo que su representación gráfica como tal incisión no tiene lugar. A destacar los arroyos que surcan la mesa meridional al oeste de Almodóvar del Campo, los arroyos del Espino, de la Venta, de la Dehesa o de la Ventilla.

A pesar de su funcionamiento esporádico, los barrancos ligados a las vertientes más montañosas suelen originar *conos* o pequeños *abanicos aluviales*, muchas veces articulados lateral longitudinalmente con *glacis de vertiente*, o interceptando puntualmente las *costras laminares* que definen superficies subestructurales. Por tanto, parece que los abanicos, al menos en sus últimos episodios, constituyen depósitos posteriores al desarrollo de dichas formas. Se han distinguido dos secuencias principales. La más antigua, aunque en su mayor parte aún sigue siendo funcional y suele estar colgada en relación con las líneas de drenaje, es la que presenta los elementos más abundantes y desarrollados, formando frentes casi continuos al pie de los contornos montañosos que delimitan el dominio más deprimido. Los más importantes se localizan a ambos márgenes de la Sierra de Calatrava, en su mitad occidental; abanicos coalescentes en su mayoría, que constituyen el vertido de importantes barrancos a los valles principales, como el arroyo del Peñón, de Frangil y la cabecera del propio río Tirteafuera frente al Cerro del Moro en la vertiente septentrional, o los de Amarillas, de la Higuera o de la Cruz del Maderal en la meridional. Son igualmente importantes el del arroyo del Algibejo junto a Villamayor, el del arroyo de la Venta en el centro de la Hoja y los de los arroyos del Pozo de la Umbría y del Buitre en el límite centro oriental. Hay que destacar la importancia morfodinámica de estos grandes conos, puesto que con independencia a su cierta funcionalidad actual, no cabe duda de que en gran parte, constituyen el testimonio del paisaje final del episodio de agradación terminal en la comarca, y así se testimonializa en el apartado referente a las formas poligénicas. Los conos de las generaciones más modernas, de génesis más moderna, se encuentran asociados a su frente y ligeramente encajados en los anteriores, son más pequeños, dispersos, y todos, vierten directamente a los fondos de valle actuales como en el Jabalón, Ojailén o Tirteafuera.

Los ríos Ojailén y Jabalón tienen una presencia meramente testimonial, ya que apenas si está representados unos pequeños retazos de su cauce. Los elementos morfológicos de origen fluvial están señalados por el pequeño río Tirteafuera y sus arroyos tributarios. Uno y otros, constituyen valles de erosión normal, con una pendiente del 1,2 ‰ sobre los materiales pliocenos o paleozoicos. Sus lechos son estrechos, superando raramente los 50 m de anchura. Los cauces inciden limpiamente, sin apenas desarrollo de terrazas; tan solo dos excepciones a unos +8/10 m de cota relativa: junto a Argamasilla, en la confluencia de del río Tirteafuera con el arroyo del Espino y, en Villamayor de Calatrava, a ambos lados del arroyo de las Quinterías. En ninguno de los casos existen tendencias señaladas.

Especial significación por su posición morfodinámica, previa a la cuenca de Argamasilla, pero terrazas al fin al cabo, tienen los depósitos fluviales colgados de Valdelobos. Constituyen un afloramiento circular en degradación que corona la loma a unos 746 m. Entre esa cota y los 725 m del extremo septentrional, se aprecian hasta tres niveles, con superficie de aterrazamiento regularmente conservada dirigidos en esa dirección. Se encuentran a +60/80 m sobre la superficie

encontrada de la cuenca de Argamasilla y a +60/95 m sobre el fondo de los arroyos Ubreba y de la Ventilla, los cursos de referencia más cercanos. Son valores de dudosa significación ya que con toda seguridad poco tienen que ver con su desarrollo.

### **Formas lacustres**

La actividad lagunar es muy importante. Existen unas veinticinco lagunas o áreas endorreicas o semiendorreicas, la mayoría relacionadas con la actividad volcánica, aunque muchas de ellas están actualmente drenadas para el aprovechamiento agrícola. Se han contabilizado 17 *lagunas estacionales* de distintos tamaños que tienen su origen en las explosiones hidroclásticas pues ocupan el interior de los cráteres originados por estas. Suelen tener entre 300 y 1.000 m de diámetro y geometría elipsoidal o arriñonada por la coalescencia de dos o más cráteres, las hay más pequeñas, de menos de 200 m pero también más grandes y todas tienen carácter temporal. Son muchas, muy bellas y de gran interés hidrológico y biológico. Las mayores, la de Caracuel, elipsoidal, y la de Cucharas, múltiple y arriñonada, tienen unos 1.200 m y 600 m<sup>2</sup> y 2.100 m y 1.000 m<sup>2</sup> de diámetro mayor y de superficie máxima respectivamente. En esa mitad occidental también son destacables las de los Almeros, la de Almodóvar y la Laguna Blanca. Las que aparecen en la mitad oriental son si cabe más espectaculares, ya que se encuentran empotradas en las sierras cuarcíticas; merecen destacarse la del Acebuche, la de los Lomillos y la de las Carboneras.

Relacionadas al drenaje aparecen zonas o *áreas de encharcamiento* temporal. En el propio fondo de valle del río Tirteafuera, al norte de Almodóvar del Campo y en el del arroyo de las Quinterías, al suroeste de Villamayor de Calatrava. Son muy frecuentes también los encharcamientos interabanicos, los que jalonan el borde septentrional de la Sierra de Calatrava, en el centro de la Hoja y ligados al tramo inicial del río Tirteafuera.

### **Formas poligénicas**

En este grupo se incluyen *crestas* o *cumbres apalachianas*, *superficies de erosión*, *cerros* o *montículos cónicos* ligeramente despegados del resto de la masa montañosa, y *glacis*.

Las *crestas* o *cumbres apalachianas* se suelen establecer sobre aristas o barras estructurales dibujadas por la cuarcita armoricana que han sufrido sucesivos y largos periodos de erosión. Se presentan definiendo líneas de cumbres subhorizontales muy bien destacadas del resto del paisaje, poniendo de manifiesto una isoaltitud de cumbres cuya abstracción da lugar a una referencia erosiva inicial definida por encima de los 800 (en el límite septentrional) y entre los 920 y 1.000 m de altitud (en el borde meridional), es decir a la superficie más antigua de la Hoja.

La presencia de *rellanos erosivos* en la Hoja está ligada a este nivel de referencia, lo que significa que forman parte de esta *superficie de erosión* o, mejor, de esta *penillanura inicial* o antigua. En ningún caso definen grandes superficies y, en detalle, a la escala del mapa, se sitúan como las crestas, a distintas cotas de altitud, probablemente fruto de una semiborrada evolución policíclica desde una penillanura de referencia antigua; sobre todo aparecen a unos 880/860 m en el macizo montañoso septentrional al suroeste de Ballesteros de Calatrava y a cotas superiores en el sur, en el núcleo de la Sierra de Calatrava, donde se señalan varios niveles a 950/960 m en Las Mesas y en el Collado de las Cruces y a 980/1.000 m en Vallengarcho.

Se han representado como cerros o montículos cónicos, algunos muy alomados, relieves residuales de origen diferencial como el resto del conjunto apalachiano, ligeramente desgajados de la masa principal como consecuencia de distintas circunstancias morfodinámicas y litoestructurales. No son frecuentes ni destacados ya que el conjunto montañoso de la Hoja es muy homogéneo, pero merece la pena destacar los que emergen sobre la mesa carbonatada de Argamasilla, frente a la laguna de los Almeros al sur de Villamayor y en la Dehesa de la Cabezuela, a ambos lados del río Tirteafuera.

La articulación de las sierras con las zonas más deprimidas de la Hoja se realiza mediante *glacis*. Se trata de superficies cóncavas de suave inclinación, que con una pendiente progresivamente menor, enlazan la masa montañosa de las lomas con referencias más deprimidas más o menos llanas. Sus pendientes son variables, pero oscilan entre 8° y 15°, en las zonas superiores, y entre los 5° y 1° en las zonas alejadas. La mayoría de los *glacis* identificados en la Hoja son de carácter pedregoso y definen superficies cóncavas. Muchos 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 *glacis erosivos*. También es posible el caso contrario, que el canturreal suelto que tapiza los *glacis* tenga un origen acumulativo. En esta circunstancia, 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. Es el caso de los *glacis* que se han cartografiado en torno al cerro de Valdelobos en el sector central de la Hoja, al norte de Argamasilla, pero también los indicados alrededor de la Carrascosa, junto a Puertollano.

Cuando en las laderas aparecen *formaciones coluvionares*, estas pueden estar a su vez articuladas con la llanura mediante *glacis* como los anteriores. El problema de representación de ambas formaciones a esta escala y el interés en mostrar dicha articulación se ha solventado en algunos lugares mediante una simbología conjunta que engloba a las dos, denominadas *glacis coluvionar*.

El mapa geomorfológico de Puertollano incluye, entre sus elementos geomorfológicos, el denominado *techo de piedemonte*. Es, en cierta manera, la equivalencia morfosedimentaria marginal del plano de encostramiento con el que queda sellada la cuenca de Argamasilla. Estrictamente, prácticamente toda la generación más antigua de abanicos aluviales podría tener el mismo significado, puesto que su emplazamiento está sobre ese mismo plano terminal de la cuenca de Argamasilla. Sin embargo, la mayoría de ellos, como consecuencia del escaso encajamiento de la red en toda la comarca, siguen siendo funcionales, aún en leve agradación sedimentaria. Por todas las razones expuestas, tan solo a tres de ellos, los más manifiestamente colgados, Aljibejo al noreste de Villamayor, de la Venta al noreste de Argamasilla y del Buitre en el límite centrooriental de la Hoja, se les ha atribuido esa significación morfodinámica en el mapa. Una forma testimonial de indicar el significado ambivalente de ese sistema.

### **Formas ligadas a la alteración química**

Es frecuente que en muchos lugares las rocas estén meteorizadas. Gran parte del paleozoico, los materiales volcánicos, y el relleno sedimentario cenozoico. En este último destacan los procesos

de karstificación, que dan como resultado unas formas determinadas y un depósito residual. Uno y otro elemento, se tratan los correspondientes apartados, en este relativo a las formas y, más adelante en el de formaciones superficiales. El resto de las alteritas no se ha resuelto así, pues estas dan lugar a un material de recubrimiento superficial y escaso al que no se ha creído conveniente darle la categoría de depósito o formación superficial y representarlo como tal en el mapa. Se les ha identificado mediante una trama que contenida en la correspondiente relación de simbología de formas, aunque su descripción en la memoria se encuentra en el apartado correspondiente a las formaciones superficiales.

Sobre las costras carbonatadas laminares ligadas a la superficie subestructural general que sella el registro terciario aparecen muestras de una karstificación incipiente, reducida al desarrollo de pequeñas *dolinas*, mínimos sumideros de la escasa escorrentía superficial. Tan solo resulta especialmente destacable un grupo de dolinas, pequeñas y poco definidas, sobre el borde de la mitad meridional de la mesa carbonatada central (paraje de la Mata), al oeste de Argamasilla.

### **Formas antrópicas**

Una actividad antrópica importante es la constituida por los huecos de las canteras abiertas para la extracción de áridos, la mayoría en relación con materiales de carácter volcánico. Gran parte de ellas se encuentran actualmente sin actividad. Destacan las canteras de áridos abiertas en el piedemonte septentrional de Sierra Alta, al sur de Argamasilla, y las de la loma de Valdelobos al norte de esa misma localidad. Sobre material volcánico, son también destacables algunas sobre coladas de lavas (km 15 de la Ctra. de Argamasilla a Aldea del Rey y la cantera del Morrón al norte de Villamayor) y sobre algunos conos de piroclastos como Cabeza Parda y sobre todo en El Castillo, en Almodóvar del Campo.

Tienen menor importancia, debido a su escasa dimensión las originadas en materiales carbonatados, calizas o costras, e incluso en terrígenos terciarios.

Sin embargo, al sur de la localidad de Puertollano, ya en el valle del río Ojalén la minería del carbón de la cuenca hullera de Puertollano, sí que ha producido una transformación notable del paisaje. La actividad extractiva es hoy día mucho menor que en el pasado y está centrada algo más al sur, en la Hoja meridional de Mestanza (836). Sin embargo existen numerosas explotaciones de carbón abandonadas, a cielo abierto (San Esteban, San Francisco Manchega), o subterránea (Pozo Norte, Pozo Inclinado). Junto a ellas, aún permanecen importantes escombreras.

Las canteras y la actividad minera al sur de Puertollano, no son las únicas formas antrópicas que aparecen en el paisaje, pero sí son prácticamente 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, donde hay que resaltar el gran complejo petroquímico ubicado al sureste de Puertollano, 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*, *glacis* 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*, muchas de ellas 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 gran desarrollo en tres cuartas partes de la Hoja, donde orlan las principales 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 y en general de dimensiones más reducidas, estando mejor representadas en las sierras meridionales.

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 ningún caso, debido a su reducido tamaño, no se han representado a escala 1:50.000.

#### 4.4.2. Depósitos fluviales

Los ríos Ojalén y Jabalón apenas si tienen representación en la Hoja, por lo que los depósitos de origen fluvial son los del río Tirteafuera y sus arroyos tributarios. Todos ellos son lechos estrechos, y en sus márgenes apenas se desarrollan terrazas; hay que referirse tan solo a los alrededores de Villamayor de Calatrava, a ambos lados del arroyo de las Quinterías, y la confluencia de del río Tirteafuera con el arroyo del Espino, en la zona central de la Hoja. En ambos lugares, están definidos dos niveles: a +2/3 m y a +8/10 m. Estas *terrazas fluviales* están constituidas por un conglomerado clasto-soportado de menos de 2 m de espesor que contiene 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 observa es imbricación de cantos.

La mayoría de los *depósitos de fondo de valle y/o aluviones* constituyen acumulaciones aluviales fruto de esorrentía de carácter fuertemente estacional. Tienen 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 como ocurre con el predominio de limos oscuros en el ensanchamiento del cauce del río Tirteafuera, al norte de Almodóvar.

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, puede que más, especialmente en torno a la sierra de Calatrava al oeste de Puertollano. 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 margo-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.

Los conos de las generaciones más modernas, no presentan cambios significativos, tan solo se constata la falta de alteritas.

#### 4.4.3. Depósitos lacustres

Son los sedimentos de lagunas temporales, la mayoría emplazadas en las depresiones originadas en los cráteres de explosión. Algunas de ellas se encuentran artificialmente drenadas por lo que son actualmente cultivadas. Son sistemas cerrados con alimentación procedente de su contorno, que puede ser más o menos rocoso o escarpado. Lo más frecuente es que se trate de limos arenosos de colores marrones, grises, y en general oscuros como consecuencia de su contenido en materia orgánica; son masivas, a veces laminación y casi siempre con estructuras de bioturbación a techo. También aparecen niveles con materiales detríticos, generalmente arenas medias a gruesas con matriz limosa o arcillosa e incluso algunos cantos dispersos. Cuando están implantados sobre el sustrato cenozoico, los limos pueden presentar indicios de sulfatos carbonatos y otras sales (PORTERO *et al.*, 1988, RAMÍREZ *et al.*, 1988).

#### 4.4.4. 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 *glacis 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.



#### 4.4.5. Depósitos ligados a procesos de alteración química

Ya se ha hecho referencia en el apartado 4.3.2.1, relativo a formas que aunque los productos de meteorización de las rocas se han representado en el mapa mediante simbología de formas (trama), la descripción de las mismas se realiza en este apartado, a excepción hecha del depósito residual determinado por la karstificación, las arcillas de descalcificación.

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, afloran 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.

Estos mismos procesos, si cabe con mayor intensidad, son patentes sobre muchos de los materiales volcánicos. No se han representado cartográficamente, pero si se han levantado algunos perfiles edáficos (ver Informe Edafológico). Son suelos rojos intensos, generalmente fuertemente carbonatados (Paleoxeral petrocálcico).

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 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 descalcificación).

#### 4.4.6. Los suelos

El estudio edafológico (ver Estudio Edafológico en Información Complementaria) realizado en la hoja recoge la descripción de campo y su correspondiente estudio analítico de diecisiete perfiles característicos.

El paisaje de la Hoja está dominado por tonalidades rojizas que están relacionadas con algunas propiedades implicadas en la génesis de estos suelos. El color tiene que ver con contenidos de óxidos de Fe, con escasez de agua (ambiente xérico), bien drenados y aireados, evolucionados y ocupando posiciones morfológicas relativamente antiguas. La clasificación USDA (2010) son Alfisoles, en ambientes xéricos y con tonalidad rojiza. RHODOXERalf; en la clasificación FAO, WRB (2007) son Luvisoles Ródicos. Efectivamente, predominan los suelos rojos (Rhodoxeralf), más o menos intensos, más o menos carbonatados o decarbonatados, sobre distintas localizaciones, morfológica o litológicas. Prácticamente en todos los contextos geológicos se encuentran suelos rojos desarrollados y profundos, de 1 a 2 m (Rhodoxeralf petrocálcico), especialmente sobre sedimentos cenozoicos sobre materiales aluviales antiguos (abanicos y terrazas) y sobre todo sobre material volcánico, donde adquieren un desarrollo espectacular. Pero en todos, también existen suelos jóvenes o incipientes (Haploxerept lítico, Haploxeralf inceptico, Calcixerept típico) con menos de medio metro. Desde el punto de vista de evolución mineralógica, sobre materiales del basamento, predominan los de carácter monosialítico, con mica y caolinita. Sobre el material volcánico son los de carácter biasilítico, con esmectita.

En función de los caracteres estructurales y morfogénéticos se pueden establecer varios grupos:

- 1) Suelos desarrollados sobre materiales terciarios ocre, con o sin influencia de materiales volcánicos (perfiles 13, 14, 15 y 16).
- 2) Suelos desarrollados sobre materiales volcánicos con o sin influencia de materiales paleozoicos (perfiles 1, 5, 6 y 7).
- 3) Suelos desarrollados sobre alteración paleozoica (perfiles 4 y 10) son suelos que adquieren el color rojo heredado del material original, son suelos litocromos.

- 4) Suelo desarrollados sobre depósitos tipo rañas, terrazas (perfil 3).
- 5) Suelo desarrollados sobre coluvión (perfil 8).
- 6) Suelo sobre material carbonatado (perfil 11).
- 7) Suelos desarrollados sobre conos/terrazas (Perfiles 2, 9 y 12).

Desde el punto de vista mineralógico se pueden distinguir dos grupos:

Los suelos dominados por micas y caolinitas sobre materiales paleozoicos, cuarcitas y pizarras fundamentalmente. Y los suelos dominados por esmectita desarrollados sobre material volcánico.

La diversidad edafológica de esta Hoja se deriva de la variedad geomorfológica así como de la presencia de materiales diferentes, volcánicos y paleozoicos los dominantes y margo-calizos con estancamiento de agua y pequeñas acumulaciones de sales, son los factores que comunican diversidad edáfica.

#### 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 de generalización regional estimada hace 2-2.5 Ma (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 (ANCOCHEA, 1983; BONADONNA Y VILLA, 1984).

El registro con morfología aterrizada y origen fluvial de Valdelobos, es una incógnita cronológica y morfodinámica, pero es anterior al desarrollo del episodio volcanosedimentario del Campo

de Calatrava concretado en este lugar por la cuenca de Argamasilla. Tal episodio podría relacionarse con paisaje muy similar al actual.

El hecho de que en toda la región, no se reconozcan con claridad depósitos anteriores al Mioceno superior, unido a la evidente relación entre las alteritas y los sedimentos pliocenos, podría apuntar una edad Mioceno inferior-medio para el inicio de la alteración roja típica de la zona, obviamente, parece que persistente el resto del Neógeno. Sin embargo, es presumible que algunas meteorizaciones representen perfiles previos originados durante el proceso de “alteración fundamental” que siempre se ha relacionado con el mesozoico, manifestada en otros lugares de la Meseta. Cabría la posibilidad, estimamos que remota, 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 y 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 producido la degradación parcial del relleno sedimentario de la cuenca, originando morfoestructuras tabulares, que ponen de manifiesto los materiales más resistentes del registro.

En la cuenca de Argamasilla, el ambiente fluvio-lacustre que es simultáneo a una incesante actividad volcánica, concluye con la captura del río Tirteafuera. Este fenómeno geodinámico es el que marca su final, a partir de un episodio de aplanamiento generalizado, ligado al desarrollo de perfiles de alteración carbonatada de carácter freático. La generación de costras carbonatadas laminares, son el testimonio del comienzo de la degradación del relleno terciario con el inicio del establecimiento de la red fluvial “cuaternaria” o actual. De manera que con la disección fluvial, al oeste por el río Tirteafuera y sus tributarios, la mitad oriental por el sistema del Jabalón y las sierras más meridionales vertiendo hacia el Ojailén (río perteneciente a la cuenca del Guadalquivir) se produce la degradación parcial de las cuencas, generándose los depósitos más recientes de la hoja: coluviones, terrazas, abanicos aluviales, glacis, fondos de valle y aluviones.

#### 4.5.2. Conclusiones

El paisaje que actualmente observamos en la hoja de Puertollano se corresponde con un paleorrelieve de tipo apalachiano o suedoapalachiano, 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. 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 de varias épocas. Conforme con el limitado registro estratigráfico, este relieve es, como mínimo, anterior al Mioceno superior. La correlación de los restos caolíníticos 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 y volcánico 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, equiparable a la prolongación de la Mancha al interior del paleorrelieve apalachiano.

La instalación de la red fluvial actual, supone el inicio del exorreísmo, con el drenaje hacia fuera de la región manchega y del Campo de Calatrava 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 cuenca de Argamasilla, dando lugar, a incisiones generalizadas. En los primeros estadios de este episodio, 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 están centrados en la actividad intermitente y ocasionalmente intensa de los ríos y tributarios de orden inferior. 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, la actividad minera y la presión demográfica en el área de Puertollano, constituya el principal agente morfogenético actual.

### 5. PETROLOGÍA

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

## 5.1. ROCAS VOLCÁNICAS

Como se ha indicado, desde el punto de vista petrográfico pueden distinguirse, dentro de las rocas volcánicas dos grandes grupos: por un lado las rocas masivas y piroclásticas de caída y por otro las rocas piroclásticas de origen hidromagmático. Las diferencias entre este segundo grupo y el primero son, por una parte texturales y por otra composicionales, ya que, estas últimas, poseen, entre otras cosas, gran cantidad de fragmentos accidentales. Sin embargo, para los fragmentos volcánicos las descripciones de las tipologías rocosas son, a grandes rasgos válidas para los tres grupos.

En general, todas las rocas son porfídicas, con fenocristales omnipresentes de olivino y normalmente también augita, minerales opacos, olivino y feldespatos o feldespatoides. Las diferencias entre unos tipos litológicos y otros radican fundamentalmente en la naturaleza o presencia de feldespatos y feldespatoides. No existen basanitas modales, es decir con plagioclasa y feldespatoides, aunque sí son frecuentes desde el punto de vista químico. Independientemente de cual sea la litología, todas las rocas pueden presentar frecuentes amígdalas rellenas de carbonatos y en ocasiones de ceolitas.

### 5.1.1. Melilitas olivínicas (12 y 13)

Petrográficamente pueden distinguirse dos grupos: melilitas olivínicas y melilitas olivínico-nefelínicas, según posean o no nefelina. Excepto por la presencia de este mineral, las características de ambos grupos son muy similares.

El fenocristal más frecuente y muchas veces el único es el olivino (Fo 82-89%), idiomórfico, o subidiomórfico, con frecuente alteración en los bordes a iddingsita, golfos de corrosión y, en ocasiones, extinción ondulante. La augita no está siempre como fenocristal; cuando lo hace es también con hábito idiomórfico o subidiomórfico, zonada, con borde más rico en titanio y núcleo a veces más rico en sodio (egirínico) y más raramente y en la misma roca más rico en titanio como el borde.

La melilita, aparece como microfenocristal graduando su tamaño hasta el de la matriz. Suele presentarse en secciones idiomórficas, con formas tabulares e inclusiones que le dan la característica estructura en estaca, y más raramente en secciones basales octogonales. Con frecuencia aparece alterada a productos de color amarillento. Composicionalmente se trata de akermanita: 52-59%; ferroakermanita: 1-8%; gehlenita: 0-6%; y nammelilita 30-40% (IBAROLA y BRANDLE, 1974). En algunas ocasiones, como en el volcán de La Vaqueriza aparece en grandes placas alotriomórficas.

La matriz está compuesta por melilita, augita, opacos, olivino y en la mayor parte de los casos nefelina. Esta última ocupa posiciones intersticiales, con tendencia a dar secciones cuadrangulares, y más raramente en placas grandes alotriomórficas que engloban poiquilíticamente al resto de los minerales. Su mayor tamaño lo adquieren cuando cristalizan en cavidades donde se asocian a apatito, ocasionalmente biotita y más raramente carbonatos primarios. Composicionalmente poseen elevados contenidos de kalsilita (20-25%).

El apatito es un mineral accesorio bastante frecuente, la biotita rara, pero ambos comunes también en los otros grupos de rocas. La perouskita se presenta en pequeños cristales idiomórficos o subidiomórficos, siendo un accesorio característico y exclusivo de este tipo de rocas.

### 5.1.2. Nefelinitas olivínicas y limburgitas (12 y 13)

Las nefelinitas olivínicas, son en general rocas holocristalinas porfídicas. Los fenocristales son de olivino y augita, en proporciones relativas variables, y más raramente de olivino solo. Las características de ambos: hábito, alteración, zonado, etc., son similares a las descritas para los otros grupos. En la matriz, además de augita, opacos y olivino, aparece nefelina, normalmente intersticial y con secciones cuadrangulares o bien en placas, a veces, de gran tamaño, que engloban poiquilíticamente al resto de las fases minerales. La biotita aparece como mineral accesorio con frecuencia, el apatito prácticamente siempre.

Las limburgitas son rocas en las que no aparece ningún feldespato ni feldespatoide y en su lugar suele aparecer vidrio, aunque a veces sea escaso. Las limburgitas pueden ser el equivalente hipocristalino de cualquiera de los otros tipos rocosos, pero corresponden en su mayoría a nefelinitas olivínicas (ANCOCHEA, 1983).

Por el resto, son rocas similares a las demás, con fenocristales de olivino y augita, a veces con tendencias picríticas, normalmente con más olivino que augita, pero en ocasiones en similares proporciones o incluso dominando el piroxeno. Como accesorio esporádico aparece biotita.

### 5.1.3. Basaltos y basanitas (12 y 13)

Petrográficamente son casi siempre basaltos olivínico-augíticos y en algún caso solo olivínicos. Los fenocristales de olivino son idiomórficos o subidiomórficos, a veces con golfos de corrosión, y frecuentemente con el borde alterado a iddingsita, alteración que llega a ser total en los cristales más pequeños. La augita, también idiomórfica o subidiomórfica, está zonada, en general, con un borde más rico en titanio.

La matriz está constituida por augita, opacos, olivino en menor proporción y plagioclasa (labradorita-andesina). Esta suele presentarse como microlitos no muy abundantes y con tendencia a la orientación fluidal, en algún caso aparece intersticial, englobando al resto de los minerales de la matriz. El mineral accesorio más frecuente es el apatito y solo ocasionalmente biotita.

### 5.1.4. Leucititas olivínicas (13)

Son en realidad leucititas olivínico nefelínicas, en las que se pueden distinguir dos variedades: leucititas olivínicas y melaleucititas olivínicas. La diferencia entre unas y otras es el contenido en minerales máficos ya que mientras las primeras poseen un escaso porcentaje de cristales de olivino, las segundas, la variedad melanocrática, tiene del orden de 25% de fenocristales de olivino.

En ambos tipos los fenocristales de olivino son subidiomorfos, parcialmente corroídos, y una buena parte de ellos tienen extinción ondulante y, posiblemente origen xenolítico. El clinopiroxeno, de color pardo suave, es escaso como fenocristal. La leucita forma microfenocristales con secciones octogonales o subcirculares, con frecuentes inclusiones de apatito y clinopiroxeno que se disponen en el interior concéntricamente. La matriz está formada esencialmente por clinopiroxeno, opacos, biotita y nefelina. La biotita aparece por sectores en grandes placas poiquilíticas, la nefelina es también alotriomórfica intersticial y, en ocasiones también poiquilítica. Los minerales opacos son muy abundantes adquiriendo con frecuencia grandes tamaños.

### 5.1.5. Depósitos hidromagmáticos (14)

Petrográficamente son tobas poligénicas líticas o lítico-cristalinas, de granulometría muy variable, siendo en general muy heterométricas, tienen a veces laminaciones visibles y grano-selección marcada. Están formadas por fragmentos de muy distinto tamaño y naturaleza, que pueden dividirse en dos grandes grupos: volcánicos y no volcánicos. El cemento suele estar constituido por una ceniza muy fina más o menos argilitizada y carbonatada.

Los fragmentos no volcánicos, claramente accidentales, suelen ser de composición parecida para cada volcán, pero pueden ser muy distintos de uno a otro edificio. Reflejan el nivel donde tiene lugar la explosión hidromagmática, que lógicamente en esta región será la mayor parte de las veces entre materiales paleozoicos o precámbricos. De ahí que la naturaleza de estos fragmentos sea, en la mayor parte de los casos, cuarcítica o pizarrosa con muy bajo grado de metamorfismo, aunque también hay que mencionar la presencia de rocas carbonatadas, posiblemente de la cobertera terciaria.

Son también comunes, dentro de los fragmentos no volcánicos los de rocas ultramáficas: normalmente peridotitas con espinela y en ocasiones con anfíbol. El caso más espectacular en este sentido, es el de los depósitos del *maar* de la Nava, en el extremo nord-occidental de la hoja, donde son extraordinariamente frecuentes y grandes.

Es habitual que los fragmentos no volcánicos estén rodeados por una pátina de vidrio volcánico o incluso por un pequeño espesor de rocas volcánicas hipocristalinas que ha quedado adherida a ellos durante la erupción.

La proporción relativa entre fragmentos volcánicos y no volcánicos es muy variable, en general los no volcánicos suelen ser muy frecuentes, normalmente los más abundantes, pudiendo llegar a ser casi los exclusivos. El segundo constituyente importante de estos depósitos son los fragmentos volcánicos. Estos pueden ser rocas volcánicas holocristalinas, cuyo origen más probable es que se trate de fragmentos accidentales igual que los no volcánicos; su presencia no es usual. Los fragmentos volcánicos más frecuentes suelen ser los porfídicos con matriz vítrea, o los totalmente vítreos. Son mucho más raros los porfídicos con matriz hipocristalina. En general son siempre angulosos o muy angulosos.

Composicionalmente la mayoría suelen ser limburgitas, en las que en una matriz vítrea únicamente aparecen fenocristales de olivino o de olivino y augita, en general idiomórficos y análogos en sus características a los descritos en los otros grupos rocosos.

Por disminución del tamaño podemos pasar a fragmentos cristalinos normalmente de cuarzo, si procede de la fragmentación intensiva de una roca no volcánica, y de olivino o de augita si son cristales volcánicos. Tanto si son de una composición como de otra, están en muchos casos envueltos por una película vítrea. En ocasiones aparecen también anfíboles que sin embargo no existen en las rocas volcánicas masivas. Esporádicamente existe lapilli acrecional, nucleado tanto sobre fragmentos volcánicos, como no volcánicos.



### 5.1.6. Geoquímica y petrogénesis

Existen 38 análisis de rocas volcánicas de esta hoja (Tabla 1). Son todas rocas claramente subsaturadas, con olivino y nefelina normativos. Para su clasificación química se ha efectuado siguiendo los siguientes criterios normativos (ANCOCHEA, 1983), que no se aplican en el caso de las leucititas:

- Basalto olivínico alcalino (AOB): con albita normativa y con nefelina menor del 5%.
- Basanita (Bsn): con contenidos en albita y nefelina normativas superiores ambas al 5%.
- Nefelinita olivínica (NO): con albita normativa menor del 5% y nefelina mayor del 5%.
- Melilita olivínica (MO): con larnita normativa.

La mayor parte corresponden a melilitas olivínicas y a las leucititas olivínicas del Morrón de Villamayor.

En el diagrama TAS de la IUGS (Figura 2) los basaltos se proyectan en su campo, las basanitas en el límite entre basaltos y basanitas, las nefelinitas en el límite entre nefelinitas y basanitas y las melilitas en su campo. Las melaleucititas se proyectan esencialmente en el campo de basanitas-tefritas y las leucititas en el campo de tefritas y traquibasaltos.

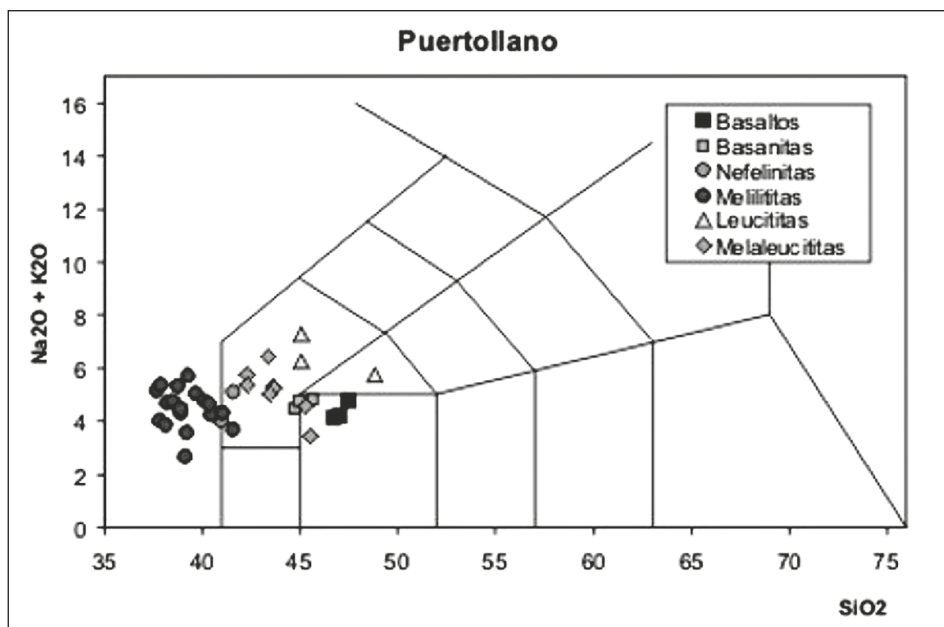


Fig. 2.– Diagrama TAS de la IUGS.

Muestra (*)	67	CAL-71	69	68	71	72	CAL-10	CAL-81	59	60
Litología	BAS	BAS	BAS	BSN	BSN	BSN	LEU	LEU	LEU	MLEU
Localidad	Los Frailes	El Castillo	La Encina	Cabeza Parda	Cueva Alguacil	El Castillo	Morrón de Villa-mayor	Morrón de Villa-mayor	Morrón de Villa-mayor	Morrón de Villa-mayor
<i>Elementos mayores</i>										
SiO <sub>2</sub>	45,60	46,75	47,15	43,77	44,28	44,30	44,64	47,49	44,40	43,20
TiO <sub>2</sub>	2,69	2,97	2,70	3,15	3,13	2,79	2,35	2,27	2,27	1,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,00	13,14	12,56	12,27	12,38	12,91	11,11	10,73	10,93	8,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,55	3,60	2,56	5,14	4,72	4,29	5,08	3,32	5,36	4,24
FeO	6,38	7,82	8,07	6,61	6,65	6,65	4,33	5,88	3,98	5,85
MnO	0,17	0,16	0,03	0,16	0,17	0,15	0,15	0,16	0,16	0,17
MgO	8,40	9,57	10,28	10,77	8,95	10,28	11,27	10,06	11,79	20,56
CaO	11,92	10,55	10,57	10,92	11,18	11,55	11,80	10,91	12,33	9,81
Na <sub>2</sub> O	2,60	2,48	3,18	2,57	3,05	3,85	2,86	2,30	2,42	2,05
K <sub>2</sub> O	1,40	1,70	1,50	1,80	1,60	0,80	4,34	3,29	3,73	2,96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,82	0,66	0,62	0,59	0,77	0,92	1,20	0,89	1,14	0,86
PF	2,51	0,11	0,74	1,46	2,85	1,48	0,66	2,11	1,52	0,36
Total	100,04	99,51	99,96	99,21	99,73	99,97	99,79	99,41	100,03	99,85
<i>Norma CIPW</i>										
Or	8,27	10,13	8,86	10,64	9,46	4,73	2,11	20,03	14,42	4,15
Ab	18,58	17,29	18,18	11,10	14,79	14,83	—	9,05	—	—
An	19,67	19,86	15,57	16,63	15,36	5,54	4,72	9,52	7,95	4,08
Le	—	—	—	—	—	—	18,72	—	5,98	10,47
Ne	1,86	2,09	4,73	5,77	5,97	9,66	13,28	5,96	11,09	9,40
Di	27,03	23,14	26,28	26,52	27,72	28,30	37,42	32,39	35,64	30,63
Hy	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ol	8,49	18,72	15,27	12,25	8,97	11,76	19,36	18,58	9,00	29,29
Cs	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
He	—	—	—	—	—	—	—	—	0,83	—
Mt	6,60	2,14	3,71	7,45	6,84	6,22	1,73	1,75	6,56	6,15
Il	5,11	5,69	5,13	5,98	5,94	5,30	4,52	4,44	4,31	3,27
Ap	1,90	1,54	1,44	1,37	1,78	2,13	2,81	2,12	2,64	1,99
<i>Elementos traza</i>										
Rb	31	43	35	48	40	50	297	303	257	235
Ba	557	502	549	632	616	670	1110	1175	1154	883
Sr	773	776	657	554	599	912	1026	1090	1057	908
La	82	44,2	84	48	53	85	77,9	80	80	49
Ce	62	90,1	60	62	81	67	173	176	133	94
Nd	—	43,9	—	—	—	—	105	97,9	—	—
Sm	—	9,6	—	—	—	—	19,3	19,3	—	—
Eu	—	2,92	—	—	—	—	4,26	4,04	—	—
Gd	—	7,7	—	—	—	—	12,7	11	—	—
Dy	—	5,3	—	—	—	—	7	6	—	—
Yb	—	1,77	—	—	—	—	2,13	2,06	—	—
Lu	—	0,27	—	—	—	—	0,29	0,25	—	—
Y	35	28	30	23	26	28	16	21	8	10
Zr	261	266	228	225	269	302	449	439	396	331
Nb	23	56	18	21	20	26	68	69	26	19
Zn	—	107	—	—	—	—	75	69	—	—
Co	48	39	44	46	41	54	32	48	56	79
Ni	147	156	198	215	149	145	208	182	213	718
V	—	229	—	—	—	—	213	202	—	—
Cr	347	284	451	399	335	309	816	853	924	963

(\*) Muestras con denominación CAL: CEBRIÁ (1992), resto ANCOCHEA (1982).

Tabla 1.— Norma CIPW.

Muestra (*)	63	62	CAL-9	58	61	CAL-80	CAL-79	65	64	82
Litología	MLEU	MLEU	MLEU	MLEU	MLEU	MLEU	MLEU	NO	NOM	NOM
Localidad	Morrón de Villa-mayor	Morrón de Villa-mayor	Morrón de Villa-mayor	Morrón de Villa-mayor	Morrón de Villa-mayor	Morrón de Villa-mayor	Morrón de Villa-mayor	Cerro Pelado	Conejera	El Berrocal
<i>Elementos mayores</i>										
SiO <sub>2</sub>	41,50	41,88	42,80	43,35	43,40	43,91	44,80	39,46	39,40	40,70
TiO <sub>2</sub>	1,85	1,84	1,91	1,38	1,80	1,80	1,86	3,12	4,04	3,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,11	9,15	8,73	8,28	8,46	8,29	8,81	10,85	12,23	11,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,07	8,05	5,63	2,41	5,44	2,82	6,57	5,93	3,52	3,77
FeO	6,26	3,61	4,31	6,83	4,57	6,73	6,27	5,79	7,77	7,41
MnO	0,14	0,15	0,14	0,14	0,16	0,15	0,16	0,19	0,20	0,21
MgO	18,37	18,47	17,51	19,45	19,35	17,56	15,97	12,56	10,32	11,28
CaO	9,34	9,80	10,32	11,41	10,09	10,49	9,90	13,52	13,68	13,18
Na <sub>2</sub> O	2,38	2,07	2,42	2,08	2,26	1,76	1,50	3,47	3,00	3,83
K <sub>2</sub> O	3,27	3,23	3,96	3,12	3,01	2,67	1,87	0,63	0,84	1,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,83	0,79	0,99	0,83	0,92	0,74	0,67	1,09	1,09	1,22
PF	1,08	1,19	0,70	0,98	0,56	2,72	1,54	2,12	3,98	1,75
Total	99,20	100,23	99,42	100,26	100,02	99,64	99,92	98,73	100,07	99,61
<i>Norma CIPW</i>										
Or	0,40	5,08	—	—	8,96	9,52	11,29	3,72	4,72	3,96
Ab	—	—	—	—	—	—	7,82	0,02	—	—
An	4,52	6,14	1,29	4,04	4,05	7,06	12,04	12,17	17,42	11,81
Le	14,84	10,98	18,67	14,46	6,92	5,32	—	—	0,19	2,13
Ne	10,91	9,49	11,29	9,53	10,36	8,34	2,79	15,90	13,75	17,56
Di	28,62	29,06	26,84	30,23	31,22	33,26	27,08	37,31	34,37	36,17
Hy	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ol	25,96	22,79	28,91	30,35	24,43	28,97	28,82	10,39	10,31	11,67
Cs	—	—	3,27	2,25	—	—	—	—	—	—
He	—	3,51	—	—	—	—	—	—	—	—
Mt	7,35	6,58	1,83	3,49	7,88	1,84	2,39	8,60	5,10	5,47
Il	3,51	3,49	3,69	2,62	3,42	3,53	3,61	5,93	7,67	6,23
Ap	1,92	1,83	2,33	1,92	2,13	1,77	1,59	2,53	2,53	2,83
<i>Elementos traza</i>										
Rb	195	205	283	—	227	242	241	31	30	49
Ba	910	955	845	—	899	904	915	857	686	411
Sr	676	698	879	—	874	910	898	1104	1179	1290
La	79	64	67,7	—	44	69,8	64,6	94	50	110
Ce	117	129	147	—	113	150	140	119	129	176
Nd	—	—	89,8	—	—	83,1	78,4	—	—	—
Sm	—	—	16	—	—	15,9	14,9	—	—	—
Eu	—	—	3,56	—	—	3,38	3,24	—	—	—
Gd	—	—	10,5	—	—	9,2	9	—	—	—
Dy	—	—	5,9	—	—	5	4,8	—	—	—
Yb	—	—	1,84	—	—	1,64	1,64	—	—	—
Lu	—	—	0,26	—	—	0,29	0,26	—	—	—
Y	17	17	9	—	10	18	17	26	32	35
Zr	315	315	371	—	343	361	351	252	268	268
Nb	21	17	56	—	27	57	54	34	41	41
Zn	—	—	79	—	—	74	64	—	—	—
Co	62	59	56	—	74	73	70	48	48	50
Ni	954	989	746	—	662	654	608	243	92	199
V	—	—	175	—	—	169	182	—	—	—
Cr	943	933	849	—	912	846	798	523	165	401

(\*) Muestras con denominación CAL: CEBRIÁ (1992), resto ANCOCHEA (1982).

Tabla 1.- Norma CIPW (continuación).

Muestra (*)	70	84	80	74	76	81	78	73	CAL-43	66
Litología	MO	MO	MO	MO	MO	MO	MO	MO	MO	MO
Localidad	La Colmenilla	El Molino	El Rincón	El Águila	La Vaqueziza	Las Mesas	Las Mesas	Casilla Huerta	Los Molinos	Retamar
<i>Elementos mayores</i>										
SiO <sub>2</sub>	36,54	36,75	37,22	37,24	37,40	37,49	37,50	37,53	38,00	38,40
TiO <sub>2</sub>	3,19	3,25	3,02	2,81	3,69	2,93	2,28	3,45	3,51	3,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,50	10,70	10,41	10,02	10,19	10,65	9,94	10,80	10,72	11,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,55	4,36	5,00	7,54	8,19	5,27	4,65	4,47	3,55	4,43
FeO	5,90	7,34	6,39	4,11	3,87	5,98	6,97	6,84	7,44	6,90
MnO	0,21	0,21	0,20	0,19	0,20	0,18	0,21	0,22	0,21	0,19
MgO	14,71	13,22	13,12	16,11	14,23	14,16	13,03	13,07	14,00	13,04
CaO	14,58	15,41	15,80	14,44	13,28	15,29	16,11	13,82	14,71	13,70
Na <sub>2</sub> O	2,53	3,35	2,74	2,29	3,11	1,22	2,25	3,25	2,76	3,52
K <sub>2</sub> O	1,37	1,64	1,80	1,45	1,51	1,30	1,13	1,87	1,44	2,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,56	1,36	1,59	1,33	1,43	1,30	1,47	1,55	1,35	1,24
PF	2,17	1,37	1,73	1,53	3,03	3,22	3,29	2,03	1,64	1,25
Total	98,81	98,96	99,02	99,06	100,13	98,99	98,83	98,90	99,33	98,95
<i>Norma CIPW</i>										
Or	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ab	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
An	13,25	9,32	10,79	12,78	9,39	19,74	13,69	9,36	12,94	8,22
Le	6,35	7,60	8,34	6,72	7,00	6,02	5,24	8,67	6,85	9,41
Ne	11,60	15,36	12,56	10,50	14,26	5,59	10,31	14,90	12,98	16,14
Di	21,21	17,48	21,87	22,11	29,39	25,75	26,53	23,86	19,37	24,21
Hy	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ol	19,71	20,97	17,92	20,93	15,28	17,82	18,09	17,61	24,17	17,72
Cs	6,73	11,18	9,10	6,74	1,74	4,57	7,16	5,81	8,88	6,48
He	—	—	—	3,70	6,59	—	—	—	—	—
Mt	8,05	6,32	7,25	5,57	2,33	7,64	6,74	6,84	2,09	6,42
Il	6,06	6,17	5,74	5,34	7,01	5,56	4,33	6,55	6,84	6,17
Ap	3,61	3,15	3,68	3,08	3,31	3,01	3,41	3,59	3,21	2,87
<i>Elementos traza</i>										
Rb	41	26	44	37	33	47	20	45	24	42
Ba	1006	914	717	533	749	922	957	1134	818	782
Sr	2042	1970	1628	551	988	1715	1928	1358	1445	859
La	122	118	112	79	123	70	101	135	—	87
Ce	154	139	115	97	134	108	162	162	145	130
Nd	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sm	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Eu	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Gd	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Dy	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Yb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Lu	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Y	28	31	30	29	41	27	44	30	42	30
Zr	279	294	296	333	306	288	298	332	368	294
Nb	37	40	38	35	36	34	38	48	103	39
Zn	—	—	—	—	—	—	—	—	98	—
Co	42	36	38	50	48	41	48	43	38	42
Ni	294	202	225	331	255	288	245	139	198	215
V	—	—	—	—	—	—	—	—	288	—
Cr	722	391	454	666	474	648	498	315	288	579

(\*) Muestras con denominación CAL: CEBRIÁ (1992), resto ANCOCHEA (1982).

Tabla 1.– Norma CIPW (continuación).

Muestra (*)	CAL-74	CAL-41	CAL-42	CAL-40	77	CAL-73	75	79
Litología	MO	MO	MO	MO	MO	MO	MON	MON
Localidad	Conejera	Cantera	La Vaqueriza	Estación	La Vaqueriza	Cerro Pelado	Cerro Negro	Las Mesas
<i>Elementos mayores</i>								
SiO <sub>2</sub>	39,07	39,22	39,30	39,60	39,90	40,60	37,50	39,67
TiO <sub>2</sub>	3,15	2,46	2,94	2,57	3,00	2,92	3,66	2,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,27	10,80	10,00	10,24	10,61	10,77	9,94	10,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,02	4,00	4,88	3,77	2,67	4,48	5,92	3,69
FeO	8,02	7,25	7,21	7,28	8,85	7,53	6,36	7,41
MnO	0,20	0,19	0,20	0,20	0,23	0,18	0,22	0,17
MgO	12,90	11,78	13,40	11,75	11,99	12,71	14,43	13,80
CaO	14,48	16,02	13,78	16,79	14,35	13,70	14,12	14,99
Na <sub>2</sub> O	3,33	3,03	2,56	2,71	2,72	3,15	3,81	3,19
K <sub>2</sub> O	1,61	1,58	1,54	1,44	1,46	0,44	1,50	1,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,32	1,32	1,32	1,27	1,43	1,05	1,49	1,37
PF	1,40	1,96	2,54	2,31	2,11	2,75	0,97	1,55
Total	99,77	99,61	99,67	99,93	99,32	100,28	99,92	99,81
<i>Norma CIPW</i>								
Or	—	—	—	—	—	—	—	—
Ab	—	—	—	—	—	—	—	—
An	8,48	11,50	11,62	11,83	12,43	14,35	5,59	9,41
Le	7,60	7,52	7,37	6,85	6,77	2,10	6,95	6,39
Ne	15,56	14,26	12,12	12,76	12,47	14,85	17,47	14,62
Di	24,55	24,41	28,30	27,94	33,80	37,68	25,11	29,89
Hy	—	—	—	—	—	—	—	—
Ol	23,32	22,02	24,49	21,87	16,62	23,71	17,79	19,29
Cs	7,88	9,59	4,62	9,45	2,13	0,53	6,99	5,25
He	—	—	—	—	—	—	—	—
Mt	2,27	2,14	2,30	2,10	3,87	2,28	8,58	5,35
Il	6,10	4,80	5,77	5,01	5,70	5,70	6,95	4,56
Ap	3,12	3,14	3,16	3,02	3,31	2,50	3,45	3,17
<i>Elementos traza</i>								
Rb	39	37	33	33	27	51	39	31
Ba	798	632	808	734	703	606	1085	622
Sr	1013	1280	1180	1243	1161	2347	1570	1206
La	83,8	85,1	—	—	54	—	95	61
Ce	176	169	177	136	127	149	138	130
Nd	79,8	87,4	—	—	—	—	—	—
Sm	15,1	15,4	—	—	—	—	—	—
Eu	4,44	5,07	—	—	—	—	—	—
Gd	11,6	13,9	—	—	—	—	—	—
Dy	7,5	9	—	—	—	—	—	—
Yb	2,42	2,45	—	—	—	—	—	—
Lu	0,33	0,31	—	—	—	—	—	—
Y	37	41	40	39	45	28	40	37
Zr	328	398	408	386	297	250	305	304
Nb	92	88	88	85	33	83	45	40
Zn	101	95	102	99	—	102	—	—
Co	36	37	39	37	51	37	54	56
Ni	236	208	261	269	267	259	317	253
V	251	234	253	228	—	261	—	—
Cr	554	464	464	453	486	467	715	472

(\*) Muestras con denominación CAL: CEBRIÁ (1992), resto ANCOCHEA (1982).

Tabla 1.– Norma CIPW (continuación).

El contenido en  $\text{SiO}_2$  está en el rango de los más amplios dentro de la región, entre un 36% y un 47%. En los diagramas MgO-óxidos puede apreciarse la variación de distintos elementos en función del MgO. En ellas puede apreciarse que las melaleucititas (leucititas con más del 16% de MgO) forman un grupo independiente cuyo quimismo está controlado por la acumulación de olivino.

En los tipos no leucíticos (Figura 3), se aprecia que en el paso de melilititas a nefelinitas, basanitas y basaltos hay un aumento en el contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{SiO}_2$ , una disminución en el contenido en CaO, FeOt y  $\text{P}_2\text{O}_5$ , mientras que los álcalis permanecen prácticamente constantes. Los elevados contenidos en Ni y Cr de esas rocas, indican que la mayor parte de las rocas poseen características de magmas próximos a primarios, es decir, que se han formado por fusión parcial del manto superior, sin experimentar procesos importantes de diferenciación.

Las relaciones isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de esas rocas no leucíticas, son relativamente homogéneas y oscilan entre 0,7033 para las primeras (ANCOCHEA y DEL MORO, 1981), 0,512849 a 0,512914, para las segundas (CEBRIÁ y LÓPEZ RUIZ, 1995) y son características de una fuente mantélica de tipo HIMU. El  $^{18}\text{O} +5,76$  a  $+6,13$  es también muy similar en todos los tipos rocosos (CEBRIÁ, 1992).

El grado de fusión parcial calculado a partir del contenido en fósforo (suponiendo que se comporta como elemento totalmente incompatible), varía de 3,5% a 5,5 para las melilititas olivínicas, del 5,6% al 7,1% para las nefelinitas olivínicas, del 6,9% para la basanita y del 9,5% para el basalto (ANCOCHEA, 1982). Para otros modelos los valores varían desde un 5% a un 18% (CEBRIÁ, 1992), pero sigue manteniéndose el orden relativo de grado de fusión parcial: melilititas menor grado, a continuación nefelinitas, luego basanitas y finalmente basaltos. Un modelo de fusión parcial de una única fuente de peridotita granatífera enriquecida en elementos incompatibles (posiblemente con flogopita) permite explicar las características geoquímicas de los distintos grupos de rocas. El paso de melilititas olivínicas, nefelinitas olivínicas, basanitas, basaltos olivínicos alcalinos, podría asimismo reflejar una disminución de la profundidad de generación (ANCOCHEA, 1983).

Las leucititas (Figura 3) presentan contenidos en  $\text{SiO}_2$  y CaO similares al de basaltos y basanitas, un menor contenido en  $\text{P}_2\text{O}_5$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , similar al de nefelinitas, un contenido en  $\text{K}_2\text{O}$  muy superior al de todas las rocas y en FeOt y  $\text{TiO}_2$  inferior a todas. Sus contenidos en Ni y Cr son muy elevados. En el caso del Cr tanto en leucititas, como en melaleucititas (entre 800 y 1.000 ppm), mientras que el de Ni es elevado en leucititas (unas 200 ppm) y muy elevado en melaleucititas (800 a 950 ppm). Estos contenidos y la abundancia de enclaves mantélicos que arrastran, indican que se trata de magmas claramente primarios y que las melaleucititas se han formado por acumulación de olivino (del orden del 20-25%) (ANCOCHEA, 1983 y 1984).

Las relaciones isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de las rocas leucíticas, son muy diferentes a las de las otras rocas: más elevadas las de estroncio: 0,7065 a 0,7071 (ANCOCHEA y DEL MORO, 1981), y más bajas las de neodimio: 0,512359 (CEBRIÁ y LÓPEZ RUIZ, 1995), e indican que estas rocas se han formado por un grado de fusión parcial pequeño (entre el 4% y el 6,5%), a partir de una fuente mantélica diferente a la del resto de las rocas volcánicas: con participación importante de flogopita en la fusión (ANCOCHEA, 1983), menor participación de clinopiroxeno y presencia de apatito en el residuo (CEBRIÁ, 1992; CEBRIÁ y LÓPEZ RUIZ, 1995).

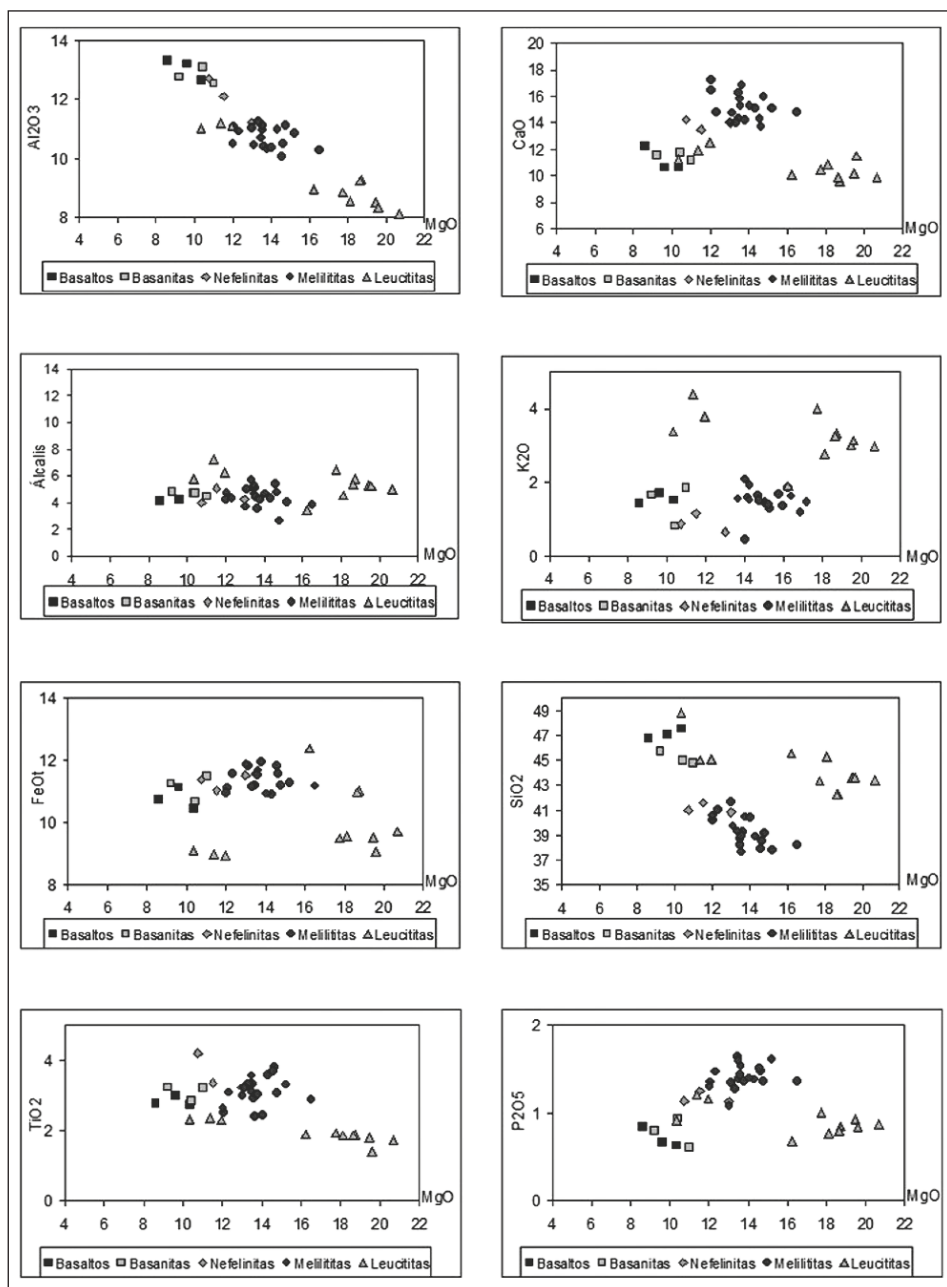


Fig. 3.– Diagrama de valoración binaria de MgO frente a otros componentes.

## 5.2. METAMORFISMO REGIONAL

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

En las metaareniscas 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 puede 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.

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

## 6. HISTORIA GEOLÓGICA

### Prehercínico

Los materiales más antiguos que afloran en la Hoja de Puertollano, correspondientes al autóctono del sureste de la Zona Centroibérica, son los del Alogrupo Domo Extremeño que se atribuyen al Rifeense Superior-Vendiense. Son muy homogéneos, estando compuestos por alternancias de grauvacas y pizarras, con algún nivel conglomerático ("facies organizadas"), entre los que se intercalan potentes tramos desorganizados ("facies desorganizadas").

Estas facies se interpretan como pertenecientes a abanicos turbidíticos, que se desarrollan en un ambiente submarino con una relativa pendiente. La petrografía de las mismas revela un aporte importante de la propia cuenca aunque también, en menor proporción, puede tener procedencia de otras áreas fuente, con materiales de origen sedimentario, metamórfico e ígneo.

Plegamiento, emersión y erosión de estos materiales (Discordancia Oretánica). Estructuración posterior con fallas de extensión que van a controlar la sedimentación de los Alogrupos Ibor y Valdelacasa (ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO, 1983).

Sedimentación del Alogrupo Ibor (Vendiense Superior-Cámbrico Inferior). Se trata de un conjunto más heterogéneo que el anterior, de predominio limolítico-pelítico, aunque con frecuentes intercalaciones de conglomerados y areniscas (también calizas en áreas próximas). Estos sedimentos se interpretan asociados a una plataforma mixta detrítico-carbonatada, que puede tener desde facies marino-continentales a facies de talud.



La disposición regional de este alogrupo, en bandas limitadas por grandes fallas de dirección NO-SE, es el reflejo de una tectónica de bloques previa y posterior a dicho conjunto (ORTEGA *et al.* 1988).

El Alogrupo Valdelacasa (SANTAMARÍA, 1995), atribuido al Cámbrico Inferior y no aflorante en esta Hoja, reposa mediante discontinuidad o discordancia discutida sobre el Alogrupo Ibor (Discordancia Dos, SANTAMARÍA, 1995). Es una sucesión detrítico-carbonatada, de más de 4.000 m de espesor, depositada en una cuenca que evoluciona desde condiciones de plataforma-talud a someras ("near shore").

Los depósitos descritos están afectados por la 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 antepais (QUESADA *et al.*, 1991); b) Las discordancias Oretánica y Dos (descritas en los apartados 2.1.1. y 3.2.1.) y c) Una estructuración, posterior a la Discordancia Oretánica, provocada por la reactivación de las fallas extensionales mencionadas.

La enorme extensión regional que ocupan las secuencias del Precámbrico terminal-Cámbrico, así como sus características (facies, potencia, continuidad de afloramiento, basculamientos locales y vulcanismo asociado en algunas zonas) se pueden explicar en un contexto de tectónica extensional que habría adelgazado la corteza y que pudo haber incluido movimientos transcurrientes (VIDAL *et al.*, 1994 b).

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

En esta zona se evidencian, una megasecuencia incompleta (preorogénica) de la primera unidad, que corresponde al Ordovícico Inferior-Medio y una megasecuencia, también incompleta, que corresponde al Carbonífero Superior-Pérmico Inferior.

En la megasecuencia ordovícica incompleta (Hunneberg-Ashgill) se podrían diferenciar en esta Hoja, de acuerdo con PORTERO y DABRIO (1988), cuatro unidades tectosedimentarias (UTS). Las dos UTS basales reflejan, por una parte, el control ejercido por el paleorrelieve (sedimentación fluiomarina) 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 y cuatro, tienen un carácter homogéneo y repetitivo, caracterizado por la acreción vertical y la progradación de ambientes someros, que son respuesta a procesos de extensión con vulcanismo asociado.

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 durante ese período y se prolongaría como mínimo hasta el Silúrico Inferior (MARTÍNEZ

CATALÁN *et al.*, 1992). Este hecho explicaría la distribución irregular de los depósitos del Ordovícico Inferior así como los cambios de potencia y facies de esas series.

## **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 3.3.2.1. 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 no aflora con claridad en la zona de estudio (ver apartado 3.3.2.2.) aunque si lo hace en zonas próximas. Lleva asociadas estructuras dúctiles, metamorfismo y magmatismo y se enmarca en una etapa extensional posterior a la fase anterior (MATAS *et al.*, 2009). 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 ( $319 \pm 5$  Ma, MONTERO *et al.*, en prep.), y anterior al granito de La Haba ( $314.2 \pm 1.9$  Ma, CARRACEDO *et al.*, 2009) y a la fase 4 (esta última la pliega); por tanto se desarrollaría alrededor del Namuriense superior.

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". El clivaje de fractura norteado que genera, no lleva asociado ningún tipo de blastesis mineral. También genera fracturación.

## **Finihercínico**

Preservadas de la erosión y de las deformaciones citadas, y ubicadas en un semi-graben finitectónico, se encuentran las rocas más jóvenes del Paleozoico. Corresponden a brechas, conglomerados fluviotorrenciales, areniscas, pizarras y capas de carbón de edad Estefano-Autuniense; estas facies llevan asociado un vulcanismo riodacítico que en el Sistema Central dio una edad de  $287 \pm 12$  m.a. (SOPEÑA, 1979).

## **Alpino**

Fuera del ámbito de la Hoja, los afloramientos triásicos y jurásicos más cercanos se sitúan al noreste y este del Campo de Calatrava, en la zona de Manzanares-Alcázar de San Juan y en el Campo de Montiel. El Cretácico aflora ampliamente al este, en esa última comarca, aunque algunos retazos pueden aparecer en el borde occidental de la hoja de Llanos del Caudillo. Por información de subsuelo, geofísica y sondeos, se sabe que las areniscas triásicas llegan hasta

las proximidades de Daimiel. En esta hoja, existen dudas sobre la estimación, como testimonio precenozoico (¿Cretácico?) por su carácter siderolítico, con facies tipo Utrillas, de los afloramientos que contienen el indicio minero del Chorrillo, adosados a una ladera y en posición morfoestructural controvertida, que se localizan pero sin representación cartográfica, en el vértice nororiental de esta Hoja (ver Informe Sedimentológico).

En cualquier caso, el testimonio más importante de la historia mesozoica de la comarca está determinado por su propia orografía, puesto que esta se define en su volumen principal a partir de un paleorrelieve *apalachiano* o *pseudoapalachiano* desarrollado sobre los materiales paleozoicos. La antigüedad del mismo es indudable ya que su prolongación hacia el este es fosilizada por el propio Trías en Alcaraz (NOZAL, 2015). Si se considera el registro estratigráfico mesozoico más próximo (hojas de Almagro, Manzanares, Alhambra e Infantes), la historia geológica de la zona durante esta etapa 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 Buntsanstein). Esta sedimentación continental evoluciona rápidamente a facies transicionales, representadas por los depósitos inter-supramareales de las facies Muschelkalk y por los depósitos de "sabkhas" 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 austríacos 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 (PORTERO *et al.*, 1989). 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 que son el testimonio más completo disponible.

Durante el Paleógeno y Mioceno inferior-medio la región se vio sometida a intensos procesos de alteración química importante, con desarrollo notable de suelos rojos, 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 orógeno alpino define durante el Neógeno en la Mancha un surco subsidente al que se asocian, en el Campo de Calatrava, pequeñas cubetas de origen extensional. Entre ellas la de Argamasilla. Se trata de una compartimentación en el basamento según desgarras NNO-SSE, ENE-OSO y E-O que interfieren en con las directrices del paleorrelieve de carácter apalachiano del macizo antiguo. Simultáneamente y en relación con ese mismo patrón de fractura, se desarrolla un episodio volcánico generalizado de tipo estromboliano y carácter alcalino y ultraalcalino a través de numerosos centros de emisión y sobre una superficie de 7.200 km<sup>2</sup> (el 20% en esta hoja). La interacción de las erupciones con los acuíferos y con las aguas superficiales dieron lugar a explosiones hidroclásticas, estas más del 50% del total de las emisiones, con una gran profusión de materiales piroclásticos (de oleada o caída) intercalados en el registro sedimentario de origen fluvial o lacustre de esta época. Muchos conos de piroclastos quedaron enterrados total o parcialmente por dicho registro. Las primeras manifestaciones de este volcanismo se detectan en el Mioceno superior (8,6 a 6,4 Ma) de forma puntual (Morrón de Villamayor en el extremo noroeste de la vecina hoja de Puertollano), en generalizándose en el Plioceno y el Pleistoceno (4,5 a 0,7 Ma). Esta etapa volcánica se asocia a una falla transformante situada entre la cordillera Bética y la Meseta (DOBLAS *et al.*, 1994), 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). Se trata 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.

Ya se ha comentado que el registro sedimentario finineógeno y de origen exógeno estudiado, se emplaza sobre un paleorrelieve diferencial, al que rellena parcialmente, pero sobre todo en ciertas zonas de carácter subsidente ahondamientos sustanciales determinados por la tectónica frágil alpina. Se considera de edad pliocena, entre otros argumentos, por la interestratificación de los materiales volcánicos del Campo de Calatrava 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).

El registro, de naturaleza fluvio-lacustre, evoluciona hacia el agotamiento sedimentario del surco de sedimentación desarrollado en el entorno de Argamasilla. Debió existir una paleogeografía fluvial de cauces episódicos con baja sinuosidad en una llanura emergida donde los procesos edáficos tuvieron un desarrollo importante. Irregularmente repartidas existieron ambientes lacustres situados al suroeste de la Cuenca, con pequeñas zonas litorales de tipo palustre sujetas a emersiones esporádicas con exposición subaérea y alteración edáfica como consecuencia de ascensos/descensos estacionales de los niveles freáticos. Todo ello con una incesante actividad volcánica próxima que señala en el registro cada pulso de los centros de emisión cercanos más importantes: Cabeza Parda, Laguna Blanca y Almodóvar.

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 costras 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 exorreísmo). De manera que con la disección fluvial, al oeste por el río Tirteafuera y sus tributarios, la mitad oriental por el sistema del Jabalón y las sierras más meridionales vertiendo

hacia el Ojalén, río perteneciente a la cuenca del Guadalquivir. Se produce la degradación parcial de las cuencas, generándose los depósitos más recientes de la hoja: coluviones, terrazas, abanicos aluviales, glacia, fondos de valle y aluviones. Cabe destacar el bajo número de terrazas originadas.

## 7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

### 7.1. RECURSOS MINERALES

#### 7.1.1. Minería metálica

Los indicios mineros metálicos son muy escasos en el ámbito de esta Hoja. Se limitan a algunas ocurrencias de mineral de hierro, explotadas hace mucho tiempo para abastecimientos de las fraguas locales. En todos los casos son trabajos de reducidas dimensiones, lo que unido a su antigüedad, ha hecho que prácticamente hayan desaparecido sus señales, que es lo que ocurre con antiguas referencias de explotaciones en la Sierra de Calatrava, hoy en día imposibles de localizar.

Los dos únicos indicios de hierro reconocibles hoy en día son los de la Mina Nueva y Mina de la Casa del Baño, ambas localizadas al E de Argamasilla de Calatrava. Se trata de pequeños trabajos que explotaron la denominada “costra ferralítica”, localizada en la base de los sedimentos terciarios y que es un nivel brechoide cementado por óxidos de hierro.

Explotación	Término Municipal	Sustancia explotada	Coordenadas UTM		Situación
			X	Y	
Mina Nueva	Argamasilla de Calatrava	Hierro	413975	4288650	Abandonada
Mina de la Casa del Baño	Argamasilla de Calatrava	Hierro	411250	4287800	Abandonada

#### 7.1.2. Minería del Carbón

Dentro de esta Hoja se encuentra una buena parte de la Cuenca Hullera de Puertollano, habiendo existido una importante actividad extractiva que prosigue hoy día, si bien los trabajos actuales se centran en la prolongación de la cuenca, en la Hoja meridional de Mestanza (836).

La Cuenca Carbonífera de Puertollano tiene la forma de una cubeta elipsoidal cuyo eje mayor tiene rumbo E-O y 12 km de longitud. Forma un suave sinclinal que en su parte oriental se abre en dos cubetas de forma esferoidal, separadas por un anticlinal fallado de dirección E-O; estas cubetas se conocen como Ovalo Norte y Ovalo Sur. Dentro de la Hoja de Puertollano aparece el Ovalo Norte donde se hallaban las Minas Norte, San Esteban y San Francisco. La estructura general presenta buzamientos suaves, en general inferiores a 30° salvo en el flanco septentrional del Ovalo Norte que presentan fuerte inclinación. La cuenca está afectada por fallas N-S a

NNO-SSE, muy probablemente alpinas, las cuales producen saltos verticales con hundimiento casi siempre del bloque oriental. También cortan a la cuenca intrusiones volcánicas de algunos edificios del Campo de Calatrava.

Las rocas carboníferas no afloran de forma directa en ningún punto de esta Hoja, estando actualmente expuestas en los trabajos mineros a cielo abierto de la Mina la Manchega. Sobre ellas, hay una cobertera con depósitos terciarios y pliocuaternarios que tapan en su totalidad a la cuenca hullera, de ahí que su descubrimiento fue realizado por casualidad, al encontrarse en los restos de excavación de una noria fósiles de plantas, que indicaban la existencia de terrenos carboníferos por debajo de la cobertera cenozoica.

La secuencia sedimentaria presenta 15 capas de carbón de espesores y calidades muy diferentes. Las principales capas objeto de explotación han sido denominadas Primera, Segunda y Tercera, situadas en orden descendente en la parte media-inferior de la serie carbonífera. La potencia de estas capas es respectivamente de 5 m para la Primera, 3-4 m para la Segunda y 1,30-1,80 m para la Tercera (FERNÁNDEZ SOLÉR, 1954). La Capa Segunda es la más continua y constante en sus características dentro de la cuenca, sirviendo de referencia para toda ella. En los óvalos Norte y Sur ha sido explotada la denominada Capa Cero, que tiene 3 m de espesor.

En conjunto los carbones puertollanenses se pueden definir como hullas subbituminosas, con alto contenido en cenizas, moderado en azufre y poder calorífico mediano.

En la parte basal de la secuencia estratigráfica carbonífera aparecen unos niveles limolíticos impregnados de hidrocarburos (kerógeno) que se les conoce como capas de pizarra bituminosa y que fueron explotados en la época de la autarquía. Existen 4 niveles denominados Emma, Capa A, Capa B y Capa C.

El nivel Emma tiene unos 2 metros de espesor y se sitúa sobre la capa tercera de carbón. Su contenido en volátiles es muy bajo, por lo que nunca ha sido objeto de explotación.

La Capa A se halla 30 m por debajo de la Capa Cuarta de carbón; tiene unos 3 m de espesor y su contenido en materiales volátiles no es muy alto. Esta capa no ha sido explotada y es la menos conocida de las cuatro.

La Capa B fue el principal objeto de explotación y se encuentra a 20 m bajo la Capa A; tiene unos 4 m de espesor con un contenido en volátiles entre el 18% y el 30%.

Por último la Capa C se sitúa a 23 m de la Capa B y tiene un espesor de poco más de 1 m. Su contenido en volátiles es semejante al de la Capa B pero apenas fue explotada por su reducida potencia.

La explotación de las pizarras bituminosas en el ámbito de la Hoja de Puertollano se realizó a través del denominado Pozo Inclinado, localizado al ESE de la ciudad.

Las explotaciones mineras de carbón ubicadas en esta hoja son:

Explotación	Término Municipal	Sustancia explotada	Coordenadas UTM		Situación
			X	Y	
Pozo Norte	Puertollano	Carbón	404300	4281650	Abandonada
Mina S. Esteban	Puertollano	Carbón	404900	4281875	Abandonada
Mina S. Francisco	Puertollano	Carbón	403350	4281300	Abandonada
Mina Manchega	Puertollano	Carbón	402700	4281250	Abandonada
Mina Pozo Inclinado	Puertollano	Pizarras bituminosas	406375	4181550	Abandonada

### 7.1.3. Rocas y minerales industriales

Existen tres tipos de explotaciones de rocas industriales en la Hoja, que se basan en los áridos, los basaltos y la cal. Aparte de estos materiales ha existido también una explotación de arcillas cerca de Puertollano que se utilizaba para la elaboración de tejas, ladrillos y otros materiales de construcción.

Las explotaciones de áridos son cinco, de las cuales solo se mantienen activas tres. Los materiales fuente de explotación son dos, por un lado los piroclastos de los volcanes de Almodóvar y de Cabeza Parda y por otro los coluviones de los relieves cuarcíticos, producto del desmantelamiento erosivo del Ordovícico. Del primer tipo solo permanece en producción la explotación de Almodóvar, obteniéndose un material heterométrico de color rojizo que recibe el nombre de “carrujo”. Del segundo tipo se explotan los coluviones del Cerro de Santa Ana (junto a Puertollano) y de Valdelobos (casi en el centro de la Hoja).

Las canteras de basalto se hallan actualmente inactivas y se sitúan sobre las coladas del volcán del Morrón, en el extremo NO de la Hoja, y de los volcanes del Cerro de la Vaquería y de Cerro Prieto, próximos a la carretera de Aldea del Rey. En el primero se ha producido balasto para uso ferroviario y en los otros adoquines.

Datos generales de estación meteorológica							
Nombre	Clave	Provincia	Tipo	Altitud	Latitud	Longitud	Orientación
PUERTOLLANO 'EMPETROL'	5304	Ciudad Real	ESTACIÓN TERMO-PLUVIOMÉTRICA	700	38°40'	04°03'	O

Las explotaciones de cal se han centrado en las calizas terciarias de la cobertera. Los principales trabajos se encontraban en el paraje de Los Caleros, localizado a medio camino entre Puertollano y Argamasilla de Calatrava, los cuales ocupaban varias decenas de hectáreas de extensión.

Al Norte del volcán de Cabeza Parda ha habido una pequeña explotación sobre el mismo nivel de caliza, la cual ha quedado inactiva hace poco tiempo.

Las explotaciones de rocas y minerales industriales ubicadas en esta hoja son:

Explotación	Término Municipal	Sustancia explotada	Coordenadas UTM		Situación
			X	Y	
Gravera de Almodóvar	Almodóvar	Áridos	398500	4285500	Abandonada
Volcán del Morrón	Almodóvar	Basalto	402500	4297500	Abandonada
Las Hormigoneras	Argamasilla	Áridos	406100	4291000	Abandonada
Caleros de la Ventilla	Almodóvar	Cal	405400	4293000	Abandonada
Los Caleros	Argamasilla	Cal	403500	4286600	Abandonada
Valdelobos	Argamasilla	Áridos	407500	4293500	Activa
Gravera del Cabezuelo	Argamasilla	Áridos	406250	4285400	Activa
Arroyo del Saltillo	Aldea del Rey	Basalto	422000	4286750	Abandonada
Tejera del Cura	Puertollano	Arcilla	403500	4281250	Abandonada
Arroyo de Amarillas	Puertollano	Áridos	409950	4282500	Abandonada

## 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 15°C y, la evapotranspiración potencial (ETP) anual es de 800 mm.

Los datos están referidos a la estación meteorológica existente en Puertollano que dispone los siguientes datos:

Años útiles								
Nombre	Clave	Provincia	Años Precipitación	Año inicio	Año fin	Años Temperatura	Año inicio	Año fin
PUERTOLLANO 'EMPETROL'	5304	Ciudad Real	40	1961	2003	40	1961	2003



Clasificación climática de Papadakis						
Nombre	Clave	Tipo de Invierno	Tipo de Verano	Régimen de Humedad	Régimen Térmico	Clasificación
PUERTOLLANO 'EMPETROL'	5304	Avena	Oryza	Seco	Cálido/ Semicálido	Mediterráneo continental

ETP anual (Thorntwaite)												
Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
12,3	16,6	31,7	45,1	80,3	120,7	158,2	144,7	97,7	56,2	23,9	12,5	799,9

Pluviometría media mensual (mm)												
Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
46,1	41,8	37,6	44,8	40,7	24,9	6,8	6	28,4	47,3	53,1	49,9	427,3

Temperaturas medias mensuales (°C)												
Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
6,4	7,8	10,3	12,4	16,7	21,6	25,4	25	21,1	15,5	9,8	6,6	14,90

### 7.2.2. Hidrología superficial

La hoja se encuentra ubicada dentro de dos cuencas hidrográficas: mayoritariamente en la Cuenca Hidrográfica del Guadiana y al sur una franja perteneciente a la Cuenca Hidrográfica del Guadalquivir. El área que ocupa la Cuenca del Guadalquivir se sitúa, dentro del Plan Hidrológico de Cuenca, en la Zona Hidrológica 4 Guadiel – Retortillo que incluye la cuenca del río Jándula, concretamente su cabecera, donde afluyen los ríos Montoro, Tablillas, Ventillas y Ojailén. La regulación se realiza por los embalses de Montoro, en provincia de Ciudad Real, y Encinarejo, en provincia de Jaén, que tienen una capacidad de 105 hm<sup>3</sup> y 15 hm<sup>3</sup> respectivamente. La superficie total de la zona es de 11.253 km<sup>2</sup>. La Cuenca Hidrográfica del Guadiana se corresponde con la Cuenca Alta o de Cabecera de este río. El cauce más importante es el río Tirteafuera, afluente por la margen izquierda, que nace en la Sierra de Calatrava y discurre por el extremo oeste de la Llanura manchega. Cede sus aguas al río Guadiana que más tarde es regulado por el embalse de Cíjara, en provincia de Badajoz, que tiene una capacidad de 1.505 hm<sup>3</sup>.

### 7.2.3. Características hidrogeológicas

En esta hoja afloran mayoritariamente materiales de baja permeabilidad. Las captaciones de agua existentes están relacionadas bien con materiales detríticos, generalmente depósitos aluviales

o bien materiales paleozoicos que conforman acuíferos aislados. Los materiales detríticos corresponden a depósitos aluviales, glacis y piedemonte, y tienen permeabilidad primaria por porosidad intergranular. Los materiales paleozoicos, correspondientes a cuarcitas fracturadas y fisuradas, constituyen un acuífero con permeabilidad secundaria por fracturación.

El inventario de puntos de agua del IGME (Base de Datos Aguas XXI) Tabla 2, ofrece la siguiente información: los manantiales existentes aportan caudales del orden de 0,03 a 4 l/s, no superando la mayoría los 2-3 l/s. Los pozos tienen profundidades comprendidas entre los 3 y 25 metros, aportando caudales que oscilan entre 0,1 y 5 l/s. Excepcionalmente el 1832.8.0007 aporta un caudal de 14 l/s. Los sondeos alcanzan profundidades entre 40 y 150 metros y aportan caudales del orden de 0,5 a 16 l/s aunque generalmente no superan los 5 l/s. La mayor concentración de puntos de agua se localiza sobre las costras calcáreas del Plioceno, las gravas, arenas y limos que forman los depósitos aluviales cuaternarios y las rocas freatomagmáticas del Neógeno.

<b>CÓDIGO IGME</b>	<b>TIPO</b>	<b>COTA</b>	<b>CAUDAL (L/s)</b>	<b>PROF.</b>	<b>ACUÍFERO</b>
1832.1.0003	Sondeo	675	3,6	46	Aislado
1832.1.0005	Pozo	671	—	7	Aislado
1832.1.0006	Pozo	679	—	16,2	Aislado
1832.1.0014	Sondeo	663	1,5	60	Aislado
1832.1.0017	Sondeo	650	—	65	Aislado
1832.5.0003	Pozo	698	—	30	Aislado
1832.5.0016	Manantial	700	1,67	—	Aislado
1832.5.0033	Sondeo	680	—	65	Aislado
1832.7.0001	Manantial	760	4	—	Aislado
1832.7.0011	Sondeo	680	—	104	Aislado
1832.7.0013	Sondeo	690	—	104	Aislado
1832.8.0005	Manantial	720	2,78	—	Aislado
1832.8.0009	Manantial	680	11,11	—	Aislado

*Tabla 2.– Puntos de agua representativos de la hoja de Puertollano.*

La piezometría en las costras calcáreas se sitúa entre los 8 y 12 metros de profundidad. En el aluvial del río Tirteafuera, al sur de Argamasilla de Calatrava, los niveles se sitúan entre 3 y 6 metros; al norte de Almodóvar del Campo, se encuentran entre 1,5 y 2,5 metros y en el aluvial del arroyo de Quinterías entre los 2 y 7 metros. En las rocas freatomagmáticas la entre los 12 y 25 metros. En el extremo Este de la hoja, sobre las cuarcitas, areniscas y pizarras del Ordovícico inferior se sitúan varios sondeos con el nivel piezométrico entre 3 y 15 metros.

Existen referencias históricas (fuentes de San Gregorio, Navastiene y Ventosillas), al aprovechamiento, en uso hidropínico, de las aguas ácidas de Puertollano. Actualmente el IGME tiene inventariado como aprovechamiento de agua mineromedicinal el manantial termal de Fuente Agría, cuya declaración del año 1879 tiene una facies química bicarbonatada cálcica ferruginosa.

## **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 cinco 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 y nacional, que para el caso del Morrón de Villamayor es único en la región volcánica de Campo de Calatrava y en España.

El contenido de estos LIG se encuadran 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 y edificios de origen volcánico, tanto de tipo efusivo como freatomagmático, que son característicos de la Región Volcánica del Campo de Calatrava.

LIG nº 1. Volcán y laguna freatomagmática pliocenos de Almodóvar. Este LIG está formado por un cono volcánico de piroclastos, que queda expuesta su estructura interna por los taludes de una cantera. Adosado a la falda de este volcán estromboliano, está el mar de Almodóvar, que es un cráter de explosión freatomagmática, que destruyó parte del anterior volcán, y que alberga una laguna en su interior. En su contorno meridional y oriental tiene un anillo de tobas, con facies piroclásticas. Es muy interesante la presencia de los depósitos freatomagmáticos sobre un coluvión rojo cenozoico. El interés principal es de tipo geomorfológico y como interés secundario destaca el interés petrológico.

LIG nº 2. Coladas volcánicas del Mioceno del Morrón de Villamayor. Este LIG tiene un elevado valor científico, pues son las rocas volcánicas más antiguas de la región volcánica de Campo de Calatrava, además de ser la única leucita olivínica de España. Es un edificio volcánico residual, pues lo que se conserva es el conducto de emisión, con una colada de lava asociada de composición ultrapotásica. De acuerdo con las dataciones radiométricas efectuadas (ANCOCHEA *et al.*, 1979; ANCOCHEA, 1983) la edad de estas rocas se sitúa entre  $8,7 \pm 0,9$  y  $6,4 \pm 0,2$  millones de años. El interés principal es de tipo petrológico y como secundario destaca por su interés geoquímico y geomorfológico.

LIG nº 3. *Maares* pliocenos superpuestos de Carboneras, las Pilas y los Lomillos. Este LIG está formado por tres cráteres de origen freatomagmático que se cortan unos a otros. Los *maares* son cráteres de explosión freatomagmática de tipo "substrato duro", puesto que cortan las rocas del basamento paleozoico y definen unas lagunas interiores con un vaso lacustre más profundo en forma de copa (MARTÍN-SERRANO *et al.*, 2009). Se conservan los anillos de tobas formados por rocas piroclásticas. El interés principal es de tipo geomorfológico.

LIG nº 4. Cráter plioceno de Hoya Honda. Este LIG es un cráter circular, de origen volcánico, muy profundo que corta la cuarcita. Este cráter no tiene laguna asociada, ni anillo piroclástico y solo está cubierto parcialmente por derrubios de ladera. El interés principal es de tipo geomorfológico.

LIG nº 5. Carbonífero y Pérmico de la cuenca minera de Puertollano. Este LIG comprende las antiguas cortas mineras de la Cuenca de Puertollano, situadas al Sur de este municipio. En las antiguas explotaciones a cielo abierto se pueden reconocer las capas de carbón (hulla) y las capas de pizarras bituminosas. El interés principal es de tipo petrológico y los secundarios son de tipo mineralógico, paleontológico por los fósiles de vegetales en las capas de carbón y geoquímico.



## 9. BIBLIOGRAFÍA

- ÁBALOS, (1990): *Cinematografía 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.
- ALPERN, B. y LIABEUF, J.J. (1967): "Considerations palynologiques sur le Westphalien et le Stéphanien: propositions pour un stratotype". *C.R. Acad. Sci. Paris*, 265 D (12): 840-843.
- 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.; MONTEREÍN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M.V.; PICART, J.; ROBLES, R.; SANTAMARÍA, J. y SOLÉ, F.J. (1988): "Unidades litoestratigráficas de los materiales precámbrico-cámbricos de la mitad suroriental de la Zona Centroibérica". II Cong. Geol. de España. *SGE*. Granada, vol. 1: 19-22.
- AMOR, J.M.; FERNÁNDEZ CARRASCO, J.; GARCÍA PORTERO, J.; GARCÍA SANSEGUNDO, J.; LORENZO, S.; ORTEGA, E. y SÁNCHEZ VIZCAINO, J. (1983): *Mapa Geológico de España E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 809 (Tirteafuera)*. IGME.
- ANCOCHEA, E. (1983): *Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central*. Tesis Doctoral, Univ. Comp. Madrid. 675 pp.
- ARBIN, P. y TAMAIN, G. (1973): "Les chevauchements intra-alcudienses de la Ribera del Río Frío. Valdemanco del Esteras, et de L'Arroyo del Tamujar, Cabezarrubias, dans le sud de la Meseta Ibérique, Ciudad Real". *Ac. Sc. Paris*, 277: 1291-1294.
- BABÍN, C. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1991): "Middle Orodovician 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.
- BHARDWAJ, C.C. (1957): "The palynological investigations of the Saar Coals (Part I, Morphography of spores dispersae)". *Palaeontographica*, 101 (5-6): 73-125.
- BLATT, H.; MIDDLETON, G.V. y MURRAY, R.C. (1972): *Origin of sedimentary Rocks*. Prentice Hall: 1-634.

- BONADONNA, F. P. y VILLA, J.M. (1984): "Estudio geocronológico del vulcanismo de Las Higueruelas". I Reun. Est. Reg. Castilla-La Mancha (Albacete).
- 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.
- BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS G. y TURSINA T. (1985): "Handbook for Soil Thin Section Description". *Waine Research*. Wolverhampton (UK).
- BURG, J.P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, Ch.; MATTE, Ph. y RIBEIRO, A. (1981): "Variscan intracontinental deformation: Coimbra-Córdoba Shear Zone (SO Iberian Peninsula)". *Tectonophysics*, 78: 161-177.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNÁNDEZ, M.J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VEGAS, R. (1977): "The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif". *Estudios Geológicos*, 33: 343-355.
- 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.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950): "Os movimentos caledónicos e preliminares hercínicos na Península Ibérica". *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 10 (1-3): 1-12.
- 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.
- CHG (1998): Plan Hidrológico de Cuenca del Guadalquivir.
- CHGU (1998): Plan Hidrológico de Cuenca del Guadiana I.
- CORTAZAR, D. (1880): "Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad Real". *Bol. Com. Map. Geol. España*, 7: 289-329.
- CRESPO, A. (1992): *Geología, mineralogía y génesis de los yacimientos de manganeso cobaltíferos del Campo de Calatrava (Ciudad Real)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense, Madrid, 389 pp.
- CRESPO, V. y REY J. (1971): "Contribución al estudio del Valle de Alcudia". *Bol. Geo. Min. España*, 82 (6): 512-515.
- CRESPO, V. y TAMAIN, G. (1971): "Mise en evidence de niveaux carbonatés interstratifiés dans l'Alcudien de la Sierra Morena Central (Espagne)". *C.R. Acad. Sc. Paris. Serie D*, tomo 272: 688-690.
- CRIMES, T.P. (1987): "Trace fossils and correlation of late Precambrian and early Cambrian strata". *Geological Magazine*, 124 (2): 97-119. Cambridge.

- CRIMES, T.P. y ANDERSON, M.M. (1985): "Trace fossils from Late Precambrien-Early Cambrien strata of southeastern Newfoundland (Canada): Temporal and environmental implication". *Paleont.* 59 (1): 310-346. Tulsa, Oklahoma.
- DANTIN CERECEDA, J. (1948): *Resumen fisiográfico de la Península Ibérica*. Instituto Sebastián Elcano. CSIC, 309 pp.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1986): *El complejo esquistograuváquico, 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 Marco, J. Saavedra y 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.
- DOBLAS, M., LÓPEZ RUIZ, J., OYARZUN, R., MAHECHA, V., SÁNCHEZ-MOYA, Y., HOYOS, M., CEBRIÁ, J.M., CAPOTE, R., HERNÁNDEZ-ENRILE, J.L., LILLO, J., LUNAR, R., RAMOS, A. y SOPEÑA, A. (1994): "Extensional tectonics in the central Iberian Peninsula during the Variscan to Alpine transition". *Tectonophysics*, 238: 95-116.
- 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.
- ENCASUR (Inf. Interno). Mina "EMMA" de ENCASUR en Puertollano.
- ESCUDEY, 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 MACÍA, 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.
- FERNÁNDEZ SOLÉR (1954): "Forma de llevar a la práctica una mejor racionalización del trabajo minero en la explotación de la Cuenca Hullera de Puertollano". Volumen especial con motivo de los Actos Conmemorativos de la Creación del Cuerpo de Ingenieros de Minas. Páginas 211-259.
- FLEUTY, M.J. (1964): "The description of folds". *Geol. Assoc. 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.
- GAMBOA, L. y PACHECO, J. (1923): "Estudio de la cuenca carbonífera de Puertollano". *Bol. Oficial de Minas y Metalurgia*. Madrid.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. (1970): "La existencia de pliegues en el Complejo Esquisto Grauváquico de la provincia de Salamanca". *Acta Geológica Hispánica*, V, 105-108.
- GARCÍA-HIDALGO, J. F. (1993): "Las pistas fósiles de los anticlinales de Alcudia y Abenójar (Zona Centroibérica). Edad de las series". *Geogc.* 14: 57-59.
- (1995): "El Proterozoico de la porción SE del Anticlinal de Ibor (NE de Badajoz, España)". *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, 90 (1-4): 5-19. Madrid.
- 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 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 LOMBARDEO, M. (2002): *Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Sector Centro-Occidental de Extremadura (E 1:100.000)*. Junta de Extremadura.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (2003): Relación de Muestras Paleontológicas MAGNA (E 1:50.000). Hojas nº 811, 812, 837, 839, 863, y 885. (Inf. Int. 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.; 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.
- HAMMANN, W. (1983): "Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium 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 ESTAUN, 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. Naturales*, 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 a): "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, Alcadúa y Guadalupe. Fondo Documental del IGME.
- IGME (2010): Cartografía geológica SIGECO.
- (2010): Base de Datos Aguas XXI.
- (2001): Las aguas minerales en España.

- 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.
- LIABEUF, J.J. y ALPERN, B. (1967): Le gisement houillier de Decize. Etude palynologique. C. R. VI-HCC: 1083-1101. Sheffield.
- LIMÓN MONTERO, A. (1679): *Espejo cristalino de las aguas de España*.
- 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.
- (1992): *Evolución estructural de la Antiforma de Navalpino (Zona Centroibérica)*. Tesis Doctoral, Univ. Oviedo: 1-144.
  - (1993): "La estructura del Anticlinal de Navalpino (Zona Centroibérica)". *Rev. Soc. Geol. España*, 6 (3-4): 145-163.
- LÓPEZ RUIZ, J., CEBRIÁ, J.M., DOBLAS, M., OYARZUN, R., HOYOS, M. y MARTÍN, C. (1993): "Cenozoic intra-plate volcanism related to extensional tectonics at Calatrava, central Iberia". *Jour. Geol. Soc. (London)*, 150: 915-922.
- 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.

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 BANDA, R.; MONTESERÍN, V.; REY, C.; MARTÍN-SERRANO, A. y HERRERO, A. (2018): *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Hoja núm. 812 (Valdepeñas)*. IGME.

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.

MARTÍN PARRA, L.M.; MATAS, J.; MARTÍNEZ POYATOS, D.J. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (2004): “Geometría y cinemática de la cizalla extensional de Santa Elena-Puente Génave (Zona Centroibérica, Sierra Morena Oriental)”. *Geo-Temas*, 6(3): 89-91.

MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; HACAR RODRÍGUEZ, M.P.; VILLAR ALONSO, P.; PÉREZ-ESTAUN, 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, A. (2008): "Acerca del significado geodinámico de la Raña". VII Congreso Geológico de España, Las Palmas de Gran Canaria (España). *Geo-Temas*, 10, 1519-1522.
- 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 DIEZ 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.
- MELÉNDEZ, B. (1943): "Los terrenos Cámbricos de la Península Ibérica". *Trab. Inst. "Juan de Acosta" (Geol.)*, 1 (1): 1-179.
- MERTEN, R. (1955 a): "Stratigraphie und Tektonik der nordöstlichen Montes de Toledo (Spanien)". *Diss. Math. Naturwiss. Fak. Univ. Münster*: 1-10.
- MIAL, 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 p.
- MOLINA, J.M.; VERGES, J.; MARTÍNEZ RIUS, A.; VIDAL FUNES, A. y FERNÁNDEZ CARRASCO, J. (1987): *Mapa Geológico de España E 1:50.000. 2ª Serie. MAGNA. Hoja nº 782 (Valdemanco del Esteras)*. IGME.

- MONTERO, P.; MARTÍN PARRA, L.M.; MATAS, J. y MARTÍNEZ POYATOS, D.J. (en prep.). *Geocronología del Plutón de Santa Elena*.
- MONTESERÍN, 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.
- MONTESERÍN, 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.
- 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.
- MUTTI, E. (1985): "Turbidite systems and their relation to depositional sequences". In: *Provenance of arenites*. Ed. Zuffa. NATO ASI. Serie C: *Mathematical and Physical Sciences*, 148: 65-93.
- NEMEC, W.; KAZANCI, N. y MITCHELL, J.G. (1998): "Pleistocene explosions and pyroclastic currentes in west-central Anatolia". *Boreas* 27:311-331.
- NORMARK, W.R. (1970): "Growth patterns of deep sea fans". *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 54: 2170-2195.
- NOZAL, F.; GARCÍA CASQUERO, J.L. y PICART, J. (1988): "Discordancia Intraprecámbrica y series sedimentarias en el sector suroriental de los Montes de Toledo". *Bol. Geol. Min. España*, XCIX-IV: 473-489.
- 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.
- NOZAL, F. y ROBLES, R. (1988): "Series y correlaciones de los materiales anteordovícicos en los Montes de Toledo y el sur de Salamanca". II Congreso Geológico de España. *SGE*. Granada, vol. 1: 185-188.
- NOZAL, F. (2015): *Mapa Geológico de España. E 1:50.000 (Geomorfología). 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 865 (Siles)*. IGME.
- ORTEGA, E.; HERNÁNDEZ URROZ, J. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1988): "Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales anteordovícicos en la parte suroriental del autóctono de la Zona Centroibérica". 2º Cong. Geol. España. Granada: 85-89.

- 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.
- ORTEGA, E. y SÁNCHEZ VIZCAÍNO, J. (1983): *Mapa Geológico de España E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 783 (Abenójar)*. IGME.
- PALACIOS, T. (1989): *Microfósiles de pared orgánica del Proterozoico Superior (Región Central de la Península Ibérica)*. Tesis doctoral. Mem. Mus. Paleo. Univ. Zaragoza, 3 (2): 125 p.
- PALACIOS, T.; VIDAL, G. y MOCZYDŁOWSKA, M. (1996): "Palaeontological record of the Neoproterozoic-Lower Cambrian in Iberia. Biochronological and palaeobiogeographical implications". *II Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Groups*: 110-113, 2 fig. Spain.
- PALERO, F.J. (1991): *Evolución geotectónica y yacimientos minerales de la Región del Valle de Alcadía (Sector Meridional de la Zona Centroibérica)*. Tesis doctoral. Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Universidad de Salamanca.
- (1993): "Tectónica pre-hercínica de las series infraordovícicas del anticlinal de Alcadía y la discordancia intraprecámbrica en su parte oriental (Sector meridional de la Zona Centroibérica)". *Bol. Geol. Min.* 104-3: 227-242.
- 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.
- PARDO, M.V. y ROBLES, R. (1988): "La discordancia basal del grupo Valdelacasa en el anticlinal de Valdelacasa (sector central de los Montes de Toledo)". *II Cong. Geol. España. SGE*. Granada, Vol. 2: 165-168.
- PARGA, J.R. y VEGAS, R. (1971): "Problems and discusión on Precambrian series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula)". *Geol. Rundschau*, 61 (1): 44-69.
- PARIS, F. (1990): "The Ordovician chitinozoan biozones of the Northern Gondwana Domain". *Review of Palaeobotany and Palynology*, 66: 181-209.
- PARIS, F.; ROBARDET, M. ; DURAND, J. y NOBLET, C. (1982): The Lower Paleozoic transgression in Southwestern Europe. *Palaeontological Contributions of the University of Oslo*, 280: 41.
- 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.
- PELAEZ, J. R.; GARCÍA HIDALGO, J.F.; MORENO-EIRIS, E. y HERRANZ, P. (1988): "El nivel de carbonatos del "Alcudiense Superior" en el área Cabezarribias-Hinojosas (Valle de Alcadía, Ciudad Real)". *Geogaceta* 4: 27-28.

- PEMBERTON, S.G.; FREY, R.W. y BROMLEY, R.G. (1988): "The ichnotaxonomie of *Conostichnus* and other plug-shaped ichnofossils". *Can. J. Earth Sci.*, 25 (6): 866-892.
- 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.; PINEDA, A. y HERRANZ, P. (1987): "Discordancia intraprecámbrica en el Anticlinal de Agudo (Ciudad Real-Badajoz)". *Geogaceta*, vol. 2: 26-29.
- PIEREN, A. y NOZAL, F. (1989): *Mapa Geológico de España E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 756 (Herrera del Duque)*. IGME.
- PILES, E. y NOZAL, F. (1989): *Mapa Geológico de España E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 733 (Castilblanco)*. 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.
- 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. y GALLARDO, J. (1988): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja núm. 760 (Daimiel) del Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000 (2ª Serie)*, IGME, Madrid.
- PORTERO, J.M., RAMÍREZ MERINO, J.I., ANCOCHEA, E. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1988): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja núm. 784 (Ciudad Real) del Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000 (2ª Serie)*, IGME, Madrid.
- PORTERO, J.M.; RAMÍREZ MERINO, J.I. y ANCOCHEA, E. (1989): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja núm. 759 (Piedrabuena) del Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000 (2ª Serie)*, IGME, Madrid.
- PUSCHMANN, H. (1966): "Zur Problem der Schichtlücken em devon der Sierra Morena (Spanien)". *Geologische Rundschau*, 56: 528-542.
- QUESADA, C. (1991): "Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of the tectonostratigraphic Terranes in the Iberian Massif". *Tectonophysics*, 185: 225-245.
- QUESADA, C. (1992): "Evolución tectónica del Macizo Ibérico (Una historia de crecimiento por 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.; LIÑAN, 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.



- RABANO, I. (1990): "Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona Centro-ibérica 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.; ANCOCHEA, E. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1988): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja núm. 785 (Almagro) del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000 (2ª Serie)*, IGME, Madrid.
- RAMÍREZ MERINO, J.I.; PORTERO, J.M.; ANCOCHEA, E. y GALLARDO, J. (1988): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja núm.786 (Manzanares) del Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000 (2ª Serie)*, IGME, Madrid.
- RAMÍREZ MERINO, J.I.; PALERO, F.J.; PIEREN, A.; 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. New York: 1-568.
- 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.
- RINCÓN CALERO, P. (1999) *Análisis de la deformación incidente durante el periodo neotectónico en el antepaís bético (España central): implicaciones morfoestructurales y origen del vulcanismo reciente del Campo de Calatrava (contrastación con otros entornos ígneos)*. Tesis doctoral UCM. 449 pp.
- RINCÓN, P.J. y VEGAS, R. (1996): "Neotectónica en el antepaís castellano de las Cordilleras Béticas orientales". *Geogaceta*, 20: 929-931.
- RÍOS 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.
- 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 Centro-ibérica)". II Cong. Geol. de España. *SGE*. Granada, vol. 1: 185-188.

- RODRÍGUEZ, R. (2002): Informe del análisis palinológico de cuatro muestras de la Cuenca de Puertollano. Informe interno IGME. Dpto. de Ingeniería Minera de la Universidad de León.
- 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.
- ROSA, A.; ALVARADO, A. y HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1929): *Memoria explicativa de la Hoja nº 836 (Mestanza). Mapa Geológico de España 1ª Serie*. IGME.
- RUBIO, F.; LÓPEZ DÍAZ, F.; NOZAL, F.; MONTESERÍN, V.; MARTÍN-SERRANO, A. e INSUA, M. (2008): *Mapa Geológico de España E 1:50.000. 2ª Serie. Hoja nº 734 (Villarta de los Montes)*. IGME.
- SAN JOSÉ, M.A. (1983): "El complejo sedimentario político-grauváquico". En: *El libro Jubilar a J.M. Ríos*, Tomo 1, Geología de España, Sección II: Los tiempos precámbricos y paleozoicos. El ciclo hercínico: 91-100.
- (1984): "Los materiales anteordovícicos del Anticlinal de Navalpino". *Cuad. Geol. Ibérica*, vol. 9: 81-117. Madrid.
- 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.; 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.
- SOPENA, A. (1979): "Estratigrafía del pérmico y triásico del noroeste de la provincia de Guadalajara". *Seminarios de Estratigrafía. Serie monografías*, 5: 1-329.

- 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.
- TAMAIN, G. y OVTRACHT, A. (1971): “Essai de corrélation entre la Meseta Ibérique et le Massif Armoricaín au Précambrien supérieur et au Paléozoïque inférieur”. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 272: 2289-2292.
- TEIXEIRA, C. (1955): Notas sobre la geología de Portugal. O Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordoviciano. (Ed. Aut.). Emprenta Lit Flumiense. Lisboa: 50.
- 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. (1971): “Precisiones sobre el Cámbrico del Centro y Sur de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el Valle de Alcuía y en las sierras de Cáceres y Norte de Badajoz”. *Estudios Geológicos*, 27: 419-425.
- 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 Alcuiana)”. *Tecniterrae*, 28: 6-10.
- VIDAL, G.; JENSEN, S. y PALACIOS, T. (1994a): “Neoproterozoic (Vendian) ichnofossils from Lower Alcuian 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. (1994b): “Neoproterozoic-early Cambrian geology and paleontology of Iberia”. *Geological Magazine*, 131: 729-765.
- VIDAL, G.; PALACIOS, T.; MOCZYDŁOWSKA, M. y LORENZO, S. (1985): A new find of “Tommotien” small shelly fossils from southern Spain. Reunión de Geología del Oeste Peninsular. Salamanca, Sept. 95. XIII: 166-167.
- VILAS, L.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; SAN JOSÉ, M.A.; PIEREN, A.; PELAEZ, J.R.; PEREJÓN, A. y HERRANZ, P. (1986): Stratigraphie and basin evolution in the Upper Precambrian-Lower Cambrian of the SW Spanish Meseta. Int. Conf. Iberian Terranes & Regional Correl. Project 233: 46. Oviedo.
- (1987): “Episodios sedimentarios en el Alcuiano Superior (Proterozoico) y su tránsito al Cámbrico en la zona centro meridional del Macizo Ibérico”. *Geogaceta*. 2: 43-45. Madrid.
- VILAS, L.; HERRANZ, P.; SAN JOSÉ, M.A. y PELAEZ, J.R. (1981): “El Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico inferior en el sector centro meridional del Macizo Ibérico”. *R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.* Tomo especial Curso de Conferencias sobre el PIGG (Mayo de 1979) Madrid 1: 76-93.

- VILLAR, P.; ESCUDER, J. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1992): "La zona de cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo en el sector español". III Cong. Geol. de España. *Simposios*, tomo 2: 446-456.
- WAGNER, R.H. (1983): "The palaeogeographical and age relationships of the Portuguese Carboniferous floras with those of other parts of the Western Iberian Peninsula". In Sousa, M.H.L. and Olivéira, J.T. (Eds.). *The Carboniferous of Portugal*, vol. 29.
- (1994): "Puertollano, retazo de una cuenca hullera post-hercínica de finales del Estefaniense". Excursión A de las X Jornadas de Paleontología, pp. 204-212.
- WALIS, R.J. (1985): "Early evolution and sedimentation en the Puertollano Basin (Ciudad Real, Central Spain). Papers on the Carboniferous of the Iberian Peninsula". Edited by M.J. Lemos de Sousa and R.H. Wagner. *An. Fac. Cienc. Porto, Supl.* Vol. 64 (1983), pp. 269-282.
- WALTER, R. (1977): "Zwei geologische 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.





MINISTERIO  
DE CIENCIA, INNOVACIÓN  
Y UNIVERSIDADES



Instituto Geológico  
y Minero de España

ISBN: 978-84-9138-056-6



9 788491 380566