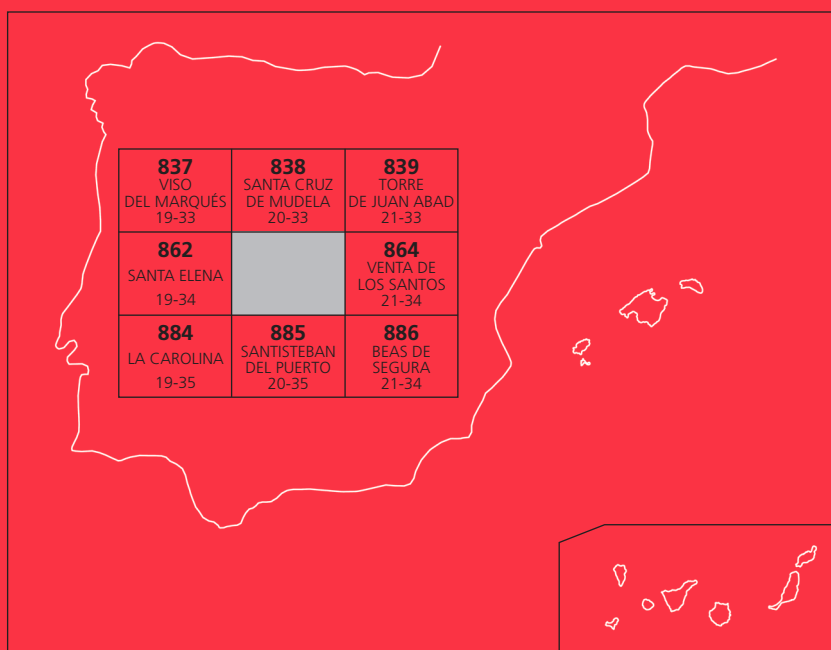




# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



# ALDEAQUEMADA

# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

## ALDEAQUEMADA

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: 697-19-022-0  
ISBN: 978-84-9138-091-7  
Depósito legal: M-34.043-2019

---

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

Las presentes Hoja y Memoria (Aldeaquemada-863), han sido realizadas en una primera versión por un equipo de CGS en 1996, y revisada y modificada posteriormente por un equipo del Instituto Geológico y Minero de España ( IGME ). Habiendo intervenido los siguientes técnicos:

## **Autores:**

### **Revisión y nueva Cartografía Geológica y Memoria**

- L.M. Martín Parra (IGME). Cartografía del Paleozoico (2002-2004) y Memoria (2015)
- J. Matas (IGME). Cartografía del Paleozoico (2002-2004) y Memoria (2015)
- F. González Lodeiro (Univ. Granada). Cartografía del Paleozoico (2002-2004)
- D.J. Martínez Poyatos (Univ. Granada). Cartografía del Paleozoico (2002-2004)

### **Cartografía Geológica y Memoria previas**

- F.J. Lillo Ramos (C.G.S). Cartografía del Paleozoico. Memoria (Tectónica y Petrología)
- F. López Sopena (C.G.S). Cartografía del Paleozoico. Memoria (Tectónica)
- A. Pieren (Univ. Complutense Madrid). Cartografía del Precámbrico. Secciones estratigráficas. Memoria
- A. Salazar Rincón (IGME). Cartografía del Cuaternario y Geomorfología. Memoria
- A. Hernández Samaniego (C.G.S). Jefe de Proyecto. Sedimentología. Secciones estratigráficas. Memoria
- J.J. Huerta (C.G.S). Secciones estratigráficas
- J.C. Gutiérrez Marco (CSIC). Memoria

### **Paleontología**

- J.C. Gutiérrez-Marco (CSIC). Macropaleontología Ordovícico y Silúrico (1996, 2003)
- G.N. Sarmiento (Univ. Complutense Madrid). Micropaleontología Ordovícico (1996)
- M.V. Pardo Alonso (Univ. Valencia). Braquiópodos devónicos (1996)

### **Coordinación y Dirección**

- L.M. Martín Parra (IGME, 2002-2004, 2015)
- V. Gabaldón López (IGME, 1996)

### **Edición**

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



## **INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA**

En la página web del IGME, dentro del apartado de Cartografía Geológica: <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/Magna50.aspx>, se puede consultar la información complementaria perteneciente a esta Hoja en formato pdf, que incluye:

- Fichas e informes de los estudios petrológicos de las muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle, álbum fotográfico, plano de situación de muestras e informes complementarios.

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

# ÍNDICE

<b>1. INTRODUCCIÓN</b>	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
1.2. ENCUADRE GEOLÓGICO	10
<b>2. ESTRATIGRAFÍA</b>	16
2.1. NEOPROTEROZOICO	16
2.1.1. Alternancia de grauvacas y pizarras (4). Alcudiense inferior. Ediacárico	17
2.2. PALEOZOICO	19
2.2.1. Ordovícico	20
2.2.1.1. Ordovícico inferior	21
2.2.1.1.1. Areniscas, cuarcitas, conglomerados y pizarras (5). Formación de Base. Conglomerados y cuarcitas gruesas (6). Tremadoc?-Arenig basal	21
2.2.1.2. Ordovícico inferior-medio	23
2.2.1.2.1. Ortocuarцитas (7). Cuarcita Armoricana. Arenig medio	23
2.2.1.2.2. Cuarcitas, areniscas y pizarras (8). Capas Pochico. Arenig	25
2.2.1.3. Ordovícico medio	28
2.2.1.3.1. Pizarras negras azuladas (9). Pizarras del Río. Vulcanitas básicas (10). Arenig superior-Dobrotiviense inferior	28
2.2.1.3.2. Alternancias pelítico-arenosas (11, 12, 13). Dobrotiviense	31
2.2.1.3.3. Alternancias de areniscas y pizarras. Alternancia de Canteras (Fm Alternancias del Caño + Pizarras Guindo). Dobrotiviense inferior	32

2.2.1.3.4. Pizarras con intercalaciones de areniscas (12). Pizarras Guindo. Dobrotiviense inferior alto- Dobrotiviense superior .....	34
2.2.1.4. Ordovícico superior .....	37
2.2.1.4.1. Cuarcitas (13). Cuarcitas Botella. Dobrotiviense superior-Berouniense basal .....	38
2.2.1.4.2. Pizarras (14). Pizarras de Canteras. Dobrotiviense terminal-Berouniense inferior/Caradoc.....	40
2.2.1.4.3. Alternancia de pizarras, areniscas y cuarcitas (15). Bancos mixtos. Berouniense/Caradoc-Ashgill basal .....	41
2.2.1.4.4. Calizas y dolomías (16). Caliza Urbana. Kralodvoriense/Ashgill inferior .....	43
2.2.1.4.5. Pizarras negras grisáceas (17). Pizarras Chavera. Hirnantense (Ashgill terminal) .....	46
2.2.2. Silúrico .....	48
2.2.2.1. Cuarcitas (18). Cuarcita del Criadero. Hirnantense terminal- Llandovery medio .....	49
2.2.2.2. Pizarras ampelíticas (19). Fm Guadarranquejo. Llandovery superior-Wenlock inferior .....	51
2.2.3. Silúrico superior-Devónico.....	53
2.2.3.1. Pizarras negras y areniscas (20) con intercalaciones de cuarcitas (21). Wenlock superior-Lochkoviense .....	53
2.2.3.2. Cuarcitas y areniscas (22). Cuarcita de Base. Lochkoviense- Praguense .....	54
2.2.3.3. Alternancia de pizarras y areniscas (23). Praguense- Emsiense .....	55
2.3. Terciario-Cuaternario: Formaciones superficiales .....	55
2.3.1. Gravas y cantos subredondeados con matriz arcilloso-arenosa ocre y rojiza (24). Piedemontes (Raña). Plioceno-Pleistoceno inferior .....	55
2.3.2. Cantos y gravas subangulosas con matriz arenoso-arcillosa (25). Glacis. Pleistoceno inferior .....	56
2.3.3. Cantos y gravas gruesas subredondeadas con matriz arenoso-arcillosa (26). Terrazas. Pleistoceno superior .....	56
2.3.4. Gravas, cantos y bloques angulosos con abundante matriz arenoso- arcillosa (27). Coluviones. Pleistoceno-Holoceno .....	56
2.3.5. Gravas, cantos y bloques angulosos con escasa matriz (28). Canchales. Pleistoceno superior-Holoceno .....	57

2.3.6. Cantos y gravas subangulosas en matriz arenoso-arcillosa (29). Aluvial-coluvial. Holoceno.....	57
2.3.7. Cantos y gravas subangulosas en matriz arenoso-arcillosa (30). Conos de deyección. Holoceno.....	58
2.3.8. Gravas, cantos y algunos bloques subredondeados, limos en superficie (31). Fondo de valle. Holoceno.....	58
<b>3. PETROLOGÍA.....</b>	<b>58</b>
3.1. ROCAS VOLCÁNICAS PRE-VARISCAS.....	58
3.1.1. Rocas volcánicas básicas (10) .....	58
3.2. GRANITOIDES TARDI-VARISCOS.....	59
3.2.1. Granodiorita-monzogranito biotítico de Santa Elena (1).....	60
3.3. ROCAS FILONIANAS .....	63
3.3.1. Diques de diabasas (2) .....	63
3.3.2. Filones de cuarzo y barita (3) .....	64
<b>4. METAMORFISMO .....</b>	<b>65</b>
4.1. METAMORFISMO REGIONAL .....	65
4.2. METAMORFISMO DE CONTACTO .....	66
<b>5. GEOQUÍMICA .....</b>	<b>67</b>
5.1. ROCAS SEDIMENTARIAS .....	67
5.2. ROCAS ÍGNEAS .....	72
5.2.1. Granitoides tardivariscos.....	72
<b>6. TECTÓNICA .....</b>	<b>72</b>
6.1. INTRODUCCIÓN .....	72
6.2. TECTÓNICA PREVARISCA .....	82
6.2.1. Tectónica intraprecámbrica .....	82
6.2.2. Tectónica anteordovícica.....	83
6.2.3. Edad de las deformaciones prevariscas.....	84
6.2.4. Otros movimientos prevariscos durante el Paleozoico.....	84
6.3. TECTÓNICA VARISCA .....	86
6.3.1. Primera fase varisca ( $F_1$ ) .....	87
6.3.2. Segunda fase varisca ( $F_2$ ) .....	91
6.3.2.1. Zona de cizalla Puente Génave-Castelo de Vide .....	91
6.3.2.2. Pliegues de Segunda Etapa de Deformación .....	93

6.3.3. Tercera fase varisca ( $F_3$ ) .....	94
6.3.4. Fases variscas tardías .....	96
6.4. ETAPAS ALPINAS .....	97
<b>7. GEOMORFOLOGÍA</b> .....	100
7.1. ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL .....	100
7.2. ESTUDIO DEL MODELADO .....	101
7.2.1. Formas de Laderas .....	101
7.2.2. Formas fluviales .....	101
7.2.3. Formas poligénicas .....	103
7.2.4. Formas antrópicas .....	104
7.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA .....	104
7.4. MORFOLOGÍA ACTUAL SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS .....	106
<b>8. HISTORIA GEOLÓGICA</b> .....	107
<b>9. GEOLOGÍA ECONÓMICA</b> .....	114
9.1. RECURSOS MINERALES .....	114
9.1.1. Minerales metálicos y no metálicos .....	114
9.1.2. Rocas industriales y ornamentales .....	115
9.2. HIDROGEOLOGÍA .....	117
<b>10. BIBLIOGRAFÍA</b> .....	121

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja 1:50.000 de Aldeaquemada (863) se localiza en la zona centro meridional de la Península Ibérica. Administrativamente pertenece a las comunidades autónomas de Castilla-La Mancha y Andalucía, aproximadamente la mitad septentrional pertenece a la provincia de Ciudad Real (Castilla-La Mancha), y la mitad meridional a la provincia de Jaén (Andalucía). (Figura 1).

La red de drenaje forma parte de la cuenca hidrográfica del Guadalquivir. En el extremo oeste de la Hoja se encuentra el río Despeñaperros, que discurre por un profundo desfiladero de orientación norte-sur, el cual ha sido aprovechado como paso natural histórico entre la Meseta y el valle del Guadalquivir, y actualmente por la Autovía A-4 y el ferrocarril. Los ríos Guadalén y Guarrizas drenan la parte oriental y central de la Hoja respectivamente, en ocasiones, con trazados laberínticos y fuertes encajamientos.

El clima es mediterráneo continental templado, con precipitaciones medias anuales entre 400 y 600 mm y una temperatura media anual de 15-16 °C.

En su conjunto, la Hoja presenta un relieve irregular (a veces muy abrupto), de baja montaña, caracterizado por cumbres que rara vez superan los mil metros de altura sobre el nivel del mar,

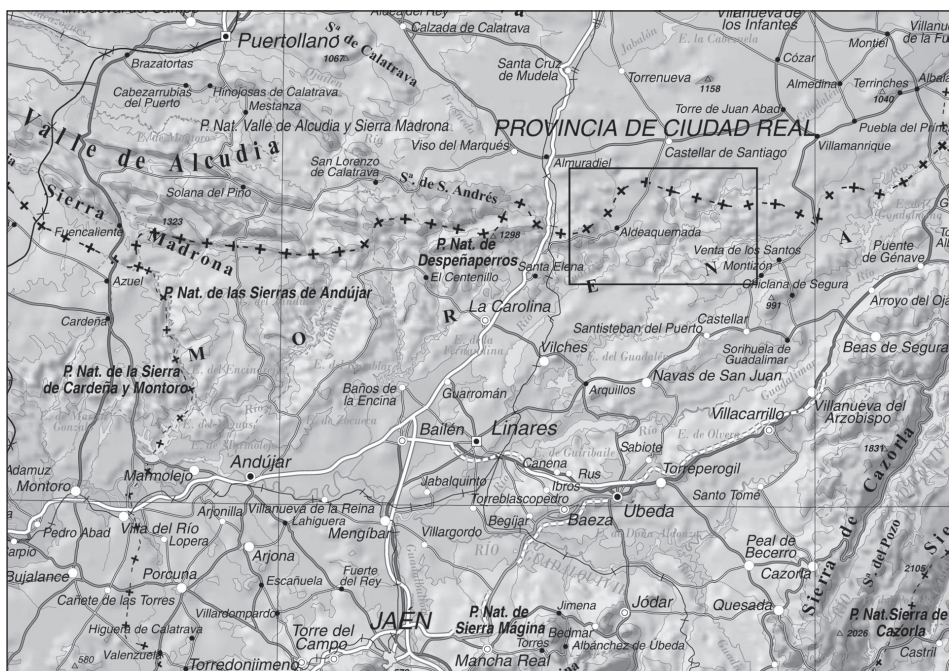


Fig. 1.– Situación geográfica de la Hoja de Aldeaquemada (863).

y que forman el eje principal de Sierra Morena y algunas de sus sierras menores como la Sierra del Sotillo y la Sierra del Loro. La máxima altura de la Hoja se localiza en el vértice Desesperada (1.150 m), mientras que la cota más baja de la Hoja se localiza en el valle del río Guadalén (440 m). Otras alturas importantes son Cambrón (1.072 m), Chillón (904 m), Golondrinas (647 m), Loro (933 m) y Los Torneros (947 m).

La economía de la zona está fundamentalmente basada en explotaciones agrícolas (olivos) y, en mayor medida, ganaderas y cinegéticas (caza mayor).

La densidad de población es baja. Únicamente existen dos núcleos habitados, el pueblo de Aldeaquemada y el núcleo de casas de Venta de Cárdenas.

## 1.2. ENCUADRE GEOLÓGICO

La Hoja de Aldeaquemada se encuentra encuadrada geológicamente en el sector meridional de la Zona Centro Ibérica del Macizo Varisco Peninsular (JULIVERT *et al.*, 1972) o Macizo Ibérico, en el extremo oriental del Anticlinal de Alcudia, y pertenece en su casi totalidad al Dominio de Pliegues Verticales de DÍEZ BALDA *et al.*, (1990), denominado posteriormente "Dominio Lusitano-Alcúdicico" por MARTÍNEZ POYATOS (1997) y "Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico" (DCEG) por MARTÍNEZ CATALÁN *et al.* (2004) (Figura 2). Únicamente un pequeño sector del S de la Hoja situado al sur de la Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide (MARTÍN PARRA *et al.*, 2006) pertenece al Dominio más meridional de la ZCI: Dominio de Obejo-Valsequillo, situado entre esta zona de cizalla y la Unidad Central de Azor (1994) (Figura 3).

El DCEG se caracteriza por la gran extensión de afloramientos pre-ordovícicos, la ausencia de Cámbrico medio y superior y el carácter transgresivo de las formaciones cuarcíticas del Ordovícico inferior.

Los materiales pre-ordovícicos del DCEG (Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico) afloran en extensas zonas, generalmente en el núcleo de amplios antiformes (p.ej. el de Alcúdia), distinguiéndose dos grandes unidades separadas por una discordancia (BOUYX, 1970; ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO, 1986; PALERO, 1993, MARTÍNEZ POYATOS, 1997, etc.). Ambas unidades han sido objeto de numerosos estudios en las últimas décadas (AMOR y ORTEGA, 1987; ORTEGA y SÁNCHEZ VIZCAÍNO, 1987; GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987b; LORENZO-ÁLVAREZ y SOLÉ, 1988; PELÁEZ *et al.*, 1989; NOZAL *et al.*, 1988 a y b; SAN JOSÉ *et al.*, 1990; etc.). El conjunto inferior (equiparable a los denominados "Esquistos de Alcúdia" de BOUYX, 1962, 1970 o al "Alcudiense inferior" de TAMAIN, 1972, entre otros) es el único representado en la Hoja, y está constituido por capas turbidíticas (pizarras, pizarras arenosas y grauvacas con algunas intercalaciones de conglomerados), estimándose una potencia de varios miles de metros. El conjunto superior (equivalente al denominado "Alcudiense superior" de TAMAIN, 1972 y HERRANZ *et al.*, 1977, entre otros), no representado en esta Hoja, está formado por sedimentos de plataforma detrítico-carbonatada (alternancias de pizarras y grauvacas con intercalaciones frecuentes de areniscas, cuarcitas, conglomerados y carbonatos), estimándose potencias de hasta 800 m. El techo de este conjunto llegaría hasta el Cámbrico inferior (Tommotiense) (VIDAL *et al.*, 1995; PALACIOS *et al.*, 1996b).

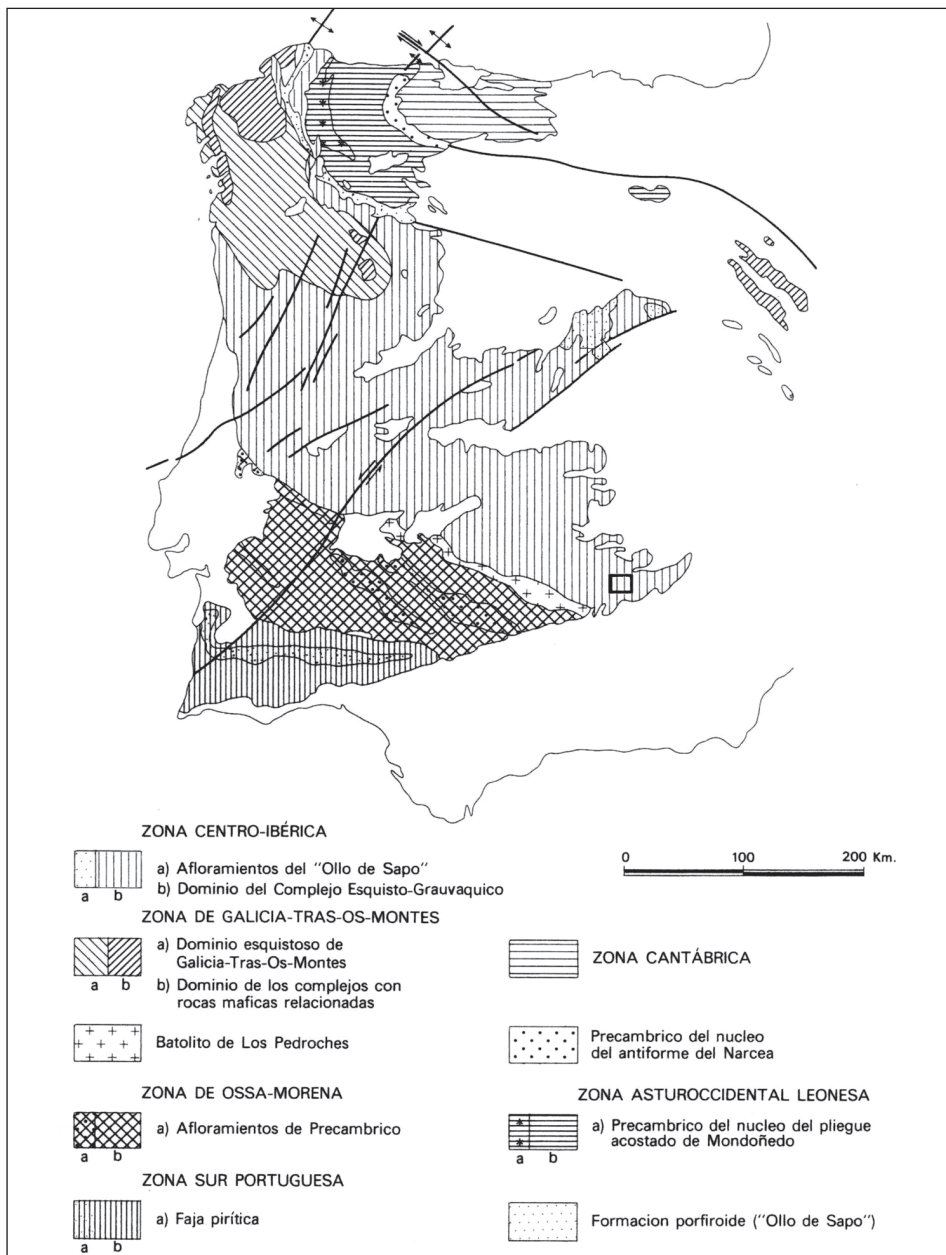


Fig. 2.— Situación del área de estudio en el Macizo Hespérico, modificado de JULIVERT et al. (1972) según ARENAS et al. (1988).



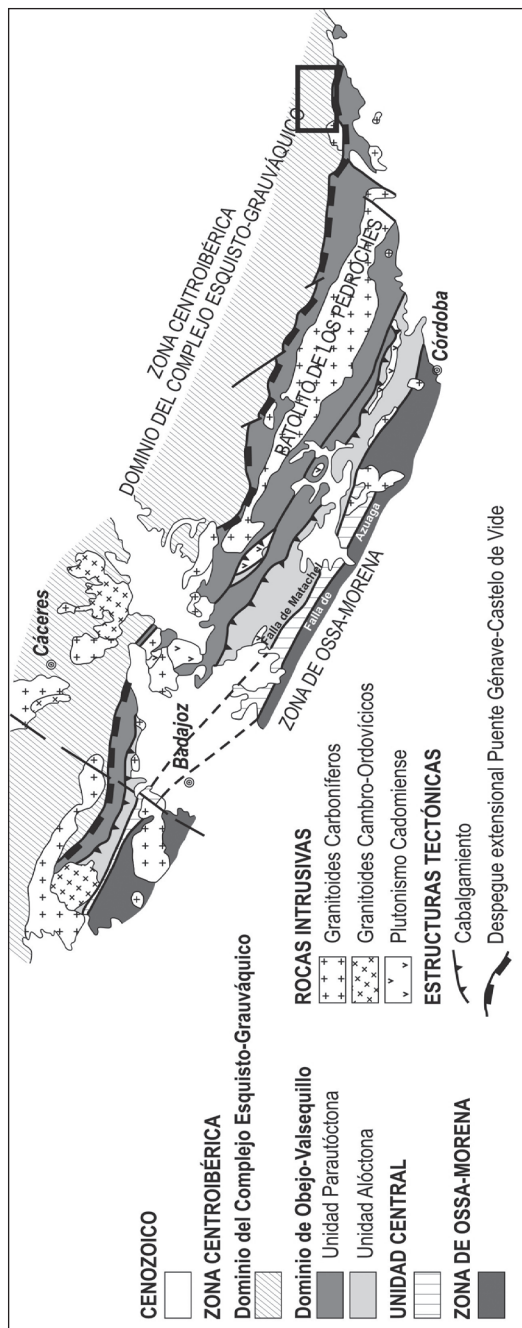


Fig. 3.- Situación y límites del Dominio de Obejo-Valsequillo de la Zona Centroibérica (a partir de MARTÍN PARRA et al., 2006 y RUBIO ORDÓÑEZ et al., 2012) y límites de la Hoja 1:50.000 de Aldequemada.

Sobre el Complejo Esquisto-Grauváquico se dispone discordantemente una secuencia de más de 4.000 m de espesor de pizarras y cuarcitas de edad Ordovícica a Devónica con escasas intercalaciones de rocas volcánicas y calizas que fueron depositadas sobre una plataforma estable del margen continental pasivo de Gondwana.

La sucesión ordovícico-silúrica comprende un conjunto de sedimentos de plataforma marina somera con acción de corrientes de marea y acción superpuesta del oleaje, frecuentemente de tempestad, que alternan con sedimentos de plataforma abierta o externa. La participación volcano-génica en los sedimentos puede ser importante, encontrándose intercalaciones volcánicas en la sucesión con cierta frecuencia.

Los sedimentos devónicos, no presentes en el DCEG dentro de la Hoja, están constituidos por cuarcitas, conglomerados, pizarras, rocas volcánicas y calizas con braquiópodos (ALMELA *et al.*, 1962; PUSCHMANN, 1967; BUTENWEG, 1968; TAMAIN, 1972; GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987, entre otros) y se apoyan en continuidad estratigráfica sobre las pizarras silúricas.

Sobre esta sucesión se deposita una unidad pizarroso-calcárea con intercalaciones de tobas volcánicas de edad Carbonífero inferior, seguida por conglomerados y areniscas discordantes de probable edad Westfaliense (BOCHMANN, 1956), no representadas en la Hoja, terminando la secuencia estratigráfica con cuencas continentales aisladas (WALLIS, 1983) que fosilizan el ciclo Varisco.

En el área de la Hoja afloran materiales pertenecientes al Alcudiense inferior, sobre los que se apoya discordantemente una sucesión del Ordovícico inferior al Silúrico que comprende un conjunto de sedimentos de plataforma marina somera con acción de corrientes de marea y acción superpuesta del oleaje, frecuentemente de tempestad, que alternan con sedimentos de plataforma abierta o externa. Se encuentran intercalaciones volcánicas en la sucesión en el Ordovícico medio (Fms Pochico y Pizarras del Río).

El borde meridional de la ZCI (Dominio de Obejo-Valsequillo) se caracteriza por que los materiales preordovícicos son similares a los de la ZOM (Serie Negra, Grupo Malcocinado, Fm Torreárboles y Fm Azuaga), mientras que los Ordovícico-Devónicos tienen similitudes tanto con la ZCI (Zona Centro Ibérica) como con el N de la ZOM (Zona Ossa Morena), y en algunos casos no tienen afinidad con ninguna de las dos (MATAS *et al.*, 2014; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 2014; MATAS *et al.*, 2015). Así, el Ordovícico inferior no tiene afinidades faunísticas ni con la ZCI ni con la ZOM, sino con Marruecos y la Montaña Negra; el Ordovícico medio y superior tiene afinidades con la ZCI; el Silúrico tiene afinidad con la ZOM solo en el Ludlow; y el Devónico inferior tiene solo en parte afinidades con la ZCI (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 2014). Por otra parte, el Devónico superior tiene muchas más similitudes con las facies del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico de la ZCI, que con las de la ZOM (ROBARDET y GUTIÉRREZ-MARCO, 2004). Recientemente (DÍEZ FERNÁNDEZ y ARENAS, 2015), proponen que la ZOM (Zona Ossa Morena) es un complejo alóctono de afinidad gondwánica, superpuesto sobre el margen centroibérico de Gondwana, incluyendo al Dominio Obejo-Valsequillo (DOV), cuyo límite septentrional es la falla Puente Génave-Castelo de Vide, que discurre por el extremo sur de la Hoja.

Sobre estos materiales se apoya una potente sucesión sinorogénica carbonífera, constituida por pizarras y grauvacas, con algunos niveles discontinuos de conglomerados, rocas básicas y algunas

intercalaciones de calizas (HENKE, 1926; PERAN y TAMAIN, 1967; TAMAIN, 1972, CASTELLÓ y ORVÍZ, 1976) que rellenan el denominado “Surco de Pedroches”, próximo al límite sur de la Hoja. Corresponden a sedimentos de plataforma abierta, somera, dominada por corrientes inducidas y por tormentas, según GABALDÓN *et al.* (1985). Es atribuida por MARTÍNEZ POYATOS (1997) a un evento tectonometamórfico extensional relacionado con la evolución orogénica varisca del DOV.

El límite septentrional del DOV es un accidente regional al norte del Batolito de Los Pedroches (Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide, MARTÍN PARRA *et al.*, 2006) y el meridional la Falla de Matachel que le separa de la Unidad Central (AZOR, 1994), comprendida entre esta falla y la Falla de Azuaga y que muestra una intensa deformación de cizalla, por lo que ha sido situada como límite entre la ZCI y la ZOM. No obstante sus características litológicas así como deformativas y metamórficas muestran cierta similitud con las del sector meridional de las Unidades Alóctonas del DOV (MATAS *et al.*, 2015) (Figura 3).

En el extremo S de la Hoja afloran materiales pertenecientes al Silúrico superior-Devónico inferior.

El metamorfismo regional de la sucesión paleozoica, así como los materiales precámbricos infra-yacentes en este sector del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (DCEG) y Dominio de Obejo-Valsequillo (DOV), al N del Batolito de Los Pedroches, es de grado muy bajo a diagénesis (anquizona a límite con la epizona), alcanzándose en algunos puntos el grado bajo (CHARPENTIER, 1976; CASTELLÓ y ORVÍZ, 1976; ORVÍZ *et al.*, 1976; FERNÁNDEZ *et al.*, 2013; MIRA *et al.*, 1987; APARICIO *et al.*, 1997; MARTÍNEZ POYATOS, 1997; MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 2001).

Los efectos de la deformación pre-varisca en este sector del DCEG son muy débiles, poniéndose de manifiesto por la existencia de dos discordancias angulares. La discordancia más antigua (Discordancia intra-alcudiense) es de carácter angular y separa los dos conjuntos anteordovícicos (Alcudiense inferior y superior), registrando el inferior un plegamiento, sin esquistosidad ni metamorfismos asociados, que está fosilizado por las series del Alcudiense superior (BOUYX, 1970; TAMAIN, 1975; ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO, 1986; PALERO, 1991; MARTÍNEZ POYATOS, 1997). Se trata de pliegues isopacos, poco apretados y de charnela curva, cortados por la esquistosidad principal varisca (PALERO, 1993).

La discordancia más moderna se sitúa entre el Ordovícico basal y el sustrato precámbrico-cámbrico en relación con una importante tectónica de bloques que controla la distribución de los afloramientos ediacáricos-terreneuvienses (vendienses-tommotienses) según PALERO (1993). Fue identificada con carácter angular en el Anticlinal de Alcudia (REDLIN, 1955; RICHTER, 1967; MARTÍNEZ POYATOS, 1997), donde pone en contacto materiales de la Formación de Base del Ordovícico inferior sobre materiales del Alcudiense superior. CAPOTE y HERNÁNDEZ ENRILE (1969) la citan en el núcleo del Anticlinal de Despeñaperros, donde las rocas del Ordovícico inferior se apoyan sobre rocas del Alcudiense inferior. Equivale a la discordancia atribuida a la Fase Toledánica en los Montes de Toledo por LOTZE (1956).

Estructuralmente el DCEG en el sector donde se enmarca la Hoja, se caracteriza, en lo que a los materiales paleozoicos se refiere, por la superposición de tres fases principales de deformación variscas más los efectos de etapas posteriores de fracturación tardivariscas y alpinas.

La primera fase de deformación varisca produjo pliegues subverticales de gran longitud de onda de dirección predominante ONO-ESE a O-E, y con cierta vergencia al sur en este sector, aunque se pueden encontrar otras direcciones por efecto de la fracturación posterior. La inclinación de los ejes, variable hasta subvertical en los materiales anteordovícos contrasta con la inclinación observada en la sucesión paleozoica, predominantemente subhorizontal (DÍEZ BALDA y VEGAS, 1992). La deformación no superó en la mayor parte de la región el dominio epizonal, con metamorfismo de grado bajo a muy bajo. Está acompañada con el desarrollo de una esquistosidad ( $S_1$ ) de tipo "slaty cleavage" grosero en los materiales pelíticos y de tipo "rough cleavage" en los arenosos.

La segunda Fase ( $F_2$ ) se desarrolla posteriormente a la primera fase varisca, más al S, en el borde meridional de esta Hoja, así como en las Hojas de Venta de los Santos (864), Santisteban del Puerto (885), Santa Elena (862), La Carolina (884) y más hacia el ONO, dando lugar a una superficie de despegue relacionada con un episodio extensional, que genera una ancha zona de cizalla con metamorfismo de grado muy bajo a bajo en el autóctono (Zona de Cizalla Puente Génave-Castelo de Vide; MARTÍN PARRA *et al.*, 2006), a la que se asocian pliegues de gran amplitud, que en su mayor parte se caracterizan por no tener una vergencia definida. Esta etapa fue puesta de manifiesto en alguno de sus aspectos por RÍOS y RÍOS (1974), RÍOS ARAGÜÉS (1977, 1978), y posteriormente LILLO (1992) que la denominó "etapa extensional temprana" que daría lugar, como resultado de una extensión N-S, a grandes fracturas ENE-OSO a ONO-ESE de componente normal, unas de fuertes buzamientos (frágiles) y otras de buzamientos tendidos (dúctiles). LARREA (1998) y LARREA *et al.* (1999) describen una zona de cizalla que afecta al borde meridional de Plutón de Santa Elena.

La tercera Fase ( $F_3$ ) en este sector del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico se correspondería con la Fase 3 de RÍOS ARAGÜÉS (1977), con dirección de acortamiento E-O. La deformación se concentró en determinadas zonas por lo que no se reconoce una esquistosidad generalizada asociada con ella. Dio lugar a una fase de replegamiento de dirección N-S a N10°E con gran longitud de onda y pequeña amplitud, que desarrolla pliegues poco apretados de charnela recta y plano axial subvertical, de eje fuertemente inclinado, de direcciones casi ortogonales a las trazas de los pliegues de primera fase, y a las estructuras de la segunda Fase, así como bandas de cizalla con deformación dúctil-frágil con movimientos en dirección tanto sinistros como dextros y dirección NO-SE y NE-SO respectivamente, que interfieren tanto con el de la 1ª fase, como con las estructuras de la segunda Fase (Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide y pliegues asociados) originándose arqueamientos de las estructuras y figuras de interferencia (domos y cubetas; PALERO, 1992). La distorsión de la esquistosidad principal o de primera fase y las trazas axiales de pliegues de esa fase puede estar en relación con la reactivación de zonas de cizalla sinistras de dirección NO-SE (ROIZ, 1979; ORTEGA, 1988; PALERO, 1992).

Una etapa posterior de régimen transcurrente compatible con un acortamiento ENE-OSO dio lugar a zonas de cizalla sinistras de dirección E-O y dextras NNE-SSO. Tras esta etapa, tuvo lugar una reactivación de fracturas en bandas transtensionales E-O y corredores extensionales NE-SO.

Las rocas plutónicas que afloran en la esquina SO de la Hoja estudiada, forman parte del stock de Santa Elena, emplazado en el borde S del DCEG, inmediatamente al N de la Falla de Puente

Génave-Castelo de Vide. Son de carácter granodiorítico-tonalítico, habiendo sido descritas por diferentes autores (RICHTER, 1967; SÁNCHEZ CELA y APARICIO, 1969; CHARPENTIER, 1976; RÍOS ARAGÜÉS, 1977; LARREA *et al.*, 1993; 1995, 1999; LARREA, 1998). Su edad ha sido cifrada en  $331 \pm 34$  Ma por LARREA *et al.* (1999) mediante el método Rb/Sr y recientemente por Montero (comunicación personal, en MARTÍN PARRA *et al.*, 2015) en  $319 \pm 5$  Ma (Misisipiense superior) mediante U/Pb por el Método de Kober.

Desde el punto de vista morfoestructural, la Hoja de estudio se sitúa en el denominado Macizo Hespérico Meridional, (GUTIÉRREZ ELORZA, 1994), incluyéndose en el conjunto morfoestructural de Sierra Morena (RODRÍGUEZ VIDAL y DÍAZ DEL OLMO, 1994). El inicio de la génesis del relieve de la zona se sitúa en el final de la Orogenia Varisca, con el desarrollo generalizado de una superficie de erosión pretriásica o postvarisca (SOLÉ SABARÍS, 1983; MARTÍN-SERRANO, 1991; GUTIÉRREZ ELORZA, 1994).

Durante el Mesozoico y buena parte del Terciario, diversos ciclos de alteración-erosión labran una superficie poligénica y policíclica (denominada superficie y penillanura fundamental) producto de la degradación de la superficie pretriásica (MARTÍN-SERRANO, 1991).

Durante el Neógeno, la deformación de la Cordillera Bética induce la formación de una fosa de antepaís en el borde sur del Macizo Hespérico: la depresión del Guadalquivir (FONTBOTÉ y VERA, 1983). Dicha deformación interrumpió en el Mioceno superior el desarrollo de la superficie fundamental.

Durante el final del Terciario y el Cuaternario se produce el encajamiento de la red fluvial de la cuenca del Guadalquivir en el relieve previo.

## 2. ESTRATIGRAFÍA

### 2.1. NEOPROTEROZOICO

Las rocas de edad Neoproterozoico del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (DCEG) afloran en el sector suroccidental de la Hoja, en el núcleo del Anticlinal de Despeñaperros. Forman parte de lo que tradicionalmente se ha denominado Complejo Esquisto-Grauváquico, traducción del portugués *Complexo Xisto-Grauvaquico Anteordoviciano* (CARRINGTON DA COSTA, 1950; TEIXEIRA, 1955).

Posteriormente han recibido otras denominaciones según las regiones como son, Alcudiense (OVTRACHT y TAMAIN, 1970; CRESPO y REY, 1971; CRESPO y TAMAIN, 1971; HERRANZ *et al.*, 1977), Esquistos de San Lorenzo (RICHTER, 1967) y Esquistos de Alcúdia (BOUYX, 1962, 1970).

Ha sido datado como Vendicense (Ediacárico) superior-Cámbrico inferior (microfósiles, icnofósiles e isótopos de U/Pb en circones detríticos).

Sus características sedimentológicas indican que la sedimentación se produjo en un contexto de inestabilidad tectónica (MORENO, 1977 a, b) caracterizado por la compartimentación de este

dominio en bloques separados por fallas, que dieron cabida a importantes acumulaciones de materiales siliciclásticos con menor proporción de carbonatos (ORTEGA *et al.*, 1988; RODRÍGUEZ ALONSO *et al.*, 2004).

La sucesión estratigráfica es muy similar en todo el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (DCEG) de la Zona Centroibérica (ZCI), al norte de la Falla de Puente de Génave-Castelo de Vide. Se han separado dos grandes unidades, Alcudiense inferior y Alcudiense superior (OVTRACHT y TAMAIN, 1970) que incluyen la transición Precámbrico-Cámbrico (RODRÍGUEZ ALONSO *et al.*, 2004), separadas según diferentes autores por una discordancia angular citada por primera vez en el Anticlinal de Alcudia (REDLIN, 1955) y posteriormente estudiada en el propio anticlinal y en otros sectores más septentrionales del DCEG por otros autores (BOUYX, 1970; CRESPO y REY, 1971; ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO, 1986; PIEREN, 1985; PIEREN *et al.*, 1987; PIEREN y HERRANZ, 1988; PELÁEZ *et al.*, 1986; NOZAL *et al.*, 1988 a y b; PALERO, 1993; MARTÍNEZ POYATOS, 1997).

La discordancia intra-alcudiense se observa bien en el Anticlinal de Alcudia en la Hoja de Solana del Pino (861) (PALERO, 1993; MARTÍNEZ POYATOS, 1997). La unidad inferior (Alcudiense inferior) muestra una deformación caracterizada por pliegues sin desarrollo de foliación ni metamorfismo asociado (ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO, 1986; AMOR y ORTEGA, 1987; ORTEGA y SÁNCHEZ VIZCAÍNO, 1987; GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987b; LORENZO-ÁLVAREZ y SOLÉ, 1988), presentando lineaciones de intersección y ejes de pliegues subverticales, mientras que el Alcudiense superior presenta lineaciones de intersección subhorizontales.

En el área de la Hoja solo se encuentra representado el Alcudiense inferior, sobre el cual se apoya discordantemente el Ordovícico inferior.

#### 2.1.1. Alternancia de grauvacas y pizarras (4). Alcudiense inferior. Ediacárico

Fue definido por OVTRACHT y TAMAIN (1970) y TAMAIN (1972) y es equivalente a los Esquistos de Alcudia (BOUYX, 1962), al Grupo Domo Extremeño (ÁLVAREZ-NAVA *et al.*, 1988) o Alogrupo Domo Extremeño (SANTAMARÍA, 1995) en el sector centro occidental de Extremadura, así como a la Unidad inferior de RODRÍGUEZ ALONSO *et al.* (2004). Se desconoce su base en toda la Zona Centroibérica así como su yacente.

Los materiales del Alcudiense inferior afloran en el núcleo del Anticlinorio de Despeñaperros en el que se sitúan los valles de los arroyos de Valdezozos y Cuchareros. Este núcleo está limitado al sur por el desfiladero de Despeñaperros, formado por las cuarcitas del Ordovícico inferior.

Este pequeño núcleo precámbrico, aflora en la prolongación estructural del Anticlinal de Alcudia que se extiende más de 130 km hacia el oeste. Aunque los materiales precámbricos del núcleo de éste, desaparecen en el cuadrante NO de la Hoja de Santa Elena (862), la estructura anticlinal se conserva en los materiales ordovícicos de la Sierra Morena y la Sierra de San Andrés, y se prolonga también al este de Despeñaperros hacia el Río Guarrizas donde se puede observar

el Anticlinal de la Cimbarra. Por lo tanto el Anticlinorio de Despeñaperros es prolongación del anticlinal de Alcudia.

El Alcudiense de esta zona ha sido estudiando por BUTENWEG (1968) quien atribuye los esquistos con conglomerados que afloran en el núcleo anticlinal al Precámbrico. BOUYX (1970) los correlaciona con los estratos de San Lorenzo de RICHTER (1967) definidos en el Anticlinal de Alcudia, en San Lorenzo de Calatrava. Butenweg ya observa una discordancia entre los estratos de San Lorenzo (que corresponden al Alcudiense inferior en este caso) y lo que denomina Serie Conglomerática, que atribuye al Cámbrico superior-Ordovícico basal.

ALÍA *et al.* (1971) diferencian dos formaciones ante-ordovícicas, separadas por una discordancia deducida por criterios microtectónicos que correlacionan con la determinada por Richter en San Lorenzo de Calatrava. Correlacionan la "serie preordovícica inferior", cuya potencia visible en Despeñaperros estiman en 500 m, con los "esquistos de Alcudia" descritos por BOUYX (1970) en otras estructuras anticlinales cercanas.

Los materiales precámbricos del Anticlinal de Despeñaperros están formados por secuencias rítmicas de grauvacas, grauvacas finas, limolitas arenosas y pizarras lutíticas. Por sus facies, litología y características estructurales es claramente correlacionable con el "Alcudiense inferior" del Anticlinal de Alcudia (OVTRACHT y TAMAIN; 1970; CRESPO y TAMAIN, 1971).

Los conglomerados aflorantes en el núcleo del Anticlinal de Alcudia (fuera de esta Hoja) tienen matriz pizarrosa y contienen cantos de cuarcitas negras, cuarzos de origen volcánico, metacuarcitas, grauvacas, pizarras, micaesquistos, granitos aplíticos, gneises, pegmatitas y calizas (MARTÍNEZ POYATOS, 1997). La existencia en esta unidad de cantos de cuarcitas negras, así como de cantos metamórficos (metacuarcitas, pizarras, micaesquistos, gneises) y de calizas, plantean la posibilidad de que su procedencia sea la Serie Negra, aflorante al sur del Batolito de Los Pedroches, según el autor antes citado.

El Alcudiense inferior se interpreta en el Anticlinal de Alcúdia y hacia el O (Domo Extremeño), como un conjunto de turbiditas de abanicos submarinos, taludes y canales (RODRÍGUEZ ALONSO, 1985; SAN JOSÉ *et al.*, 1990; GARCÍA-HIDALGO, 1993 a, b; VALLADARES *et al.*, 2000; PIEREN, 2000; RODRÍGUEZ ALONSO *et al.*, 2004). No obstante, se han descrito fuera de ese sector, algunos depósitos de plataforma en los que dominaron condiciones de aguas someras (SANTAMARÍA y PARDO ALONSO, 1994; MEDINA *et al.*, 1998; ALONSO GAVILÁN *et al.*, 2000).

En el área de la Hoja, corresponden a secuencias turbidíticas de tipo Bouma, perfectamente expuestas en los desmontes del FFCC y de la Autovía A-IV. Distinguimos dos tipos de facies. En las proximidades de las vías de comunicación se reconocen todos los tramos a, b, c, d y e de una secuencia de Bouma, con un claro predominio de los tramos a y b, constituidos por grauvacas oscuras, gris azuladas, que superan frecuentemente el metro. En la parte oriental del anticlinal, en el valle del arroyo de Cuchareros, se observan los tramos c, d y e, organizados en secuencias truncadas tc-e y tc-d, habiendo bastantes tramos con facies muy finas td-e (Pizarras bandeadas) en las que a escala de afloramiento es sorprendente la poca esquistosidad desarrollada. Aparecen en estos materiales filones dioríticos de dirección aproximada N-S.

La potencia de esta unidad no se conoce, debido a la inexistencia de niveles guía, así como a que no aflora nunca el muro ni el techo de la misma. Su espesor visible, regionalmente, es de al menos 4.000 m (SAN JOSÉ *et al.*, 1990; MARTÍNEZ POYATOS, 1997), aunque según algunos autores podría alcanzar de 6.000 a 7.000 m (BOUYX, 1970).

La datación de estos materiales debe realizarse por correlación con el Alcudiense inferior de la prolongación de la estructura (Anticlinal de Alcudia). Es difícil establecer con exactitud una edad para el Alcudiense inferior, dada la práctica inexistencia de microfósiles. BOUYX (1962) atribuyó los Esquistos de Alcudia al Precámbrico. Basándose tan sólo en la presencia en Alcudia (un sólo registro) de los acritarcos *Orygmatosphaeridium* sp. y *Protosphaeridium* sp. (MITROFANOV y TIMOFEEV, 1977 en SAN JOSÉ, 1984), SAN JOSÉ (1983, 1984) los atribuye al Rifeense (Criogénico) en un sentido amplio, sin que según SAN JOSÉ *et al.* (1990) se pueda descartar la posibilidad de que los niveles más altos alcancen el Vendiente inferior (Ediacárico inferior) dado el amplio rango de distribución de ambos taxones.

Otros autores (PALACIOS, 1989; VIDAL *et al.*, 1994 a y b; RODRÍGUEZ ALONSO *et al.*, 2004) han propuesto una edad Vendiente (Ediacárico) terminal, para esta unidad mediante acritarcos.

Más recientemente estos mismos autores (PALACIOS *et al.*, 1996a), con base en niveles fosfados de la Hoja de Mestanza (836), en el valle del Río Montoro, proponen que el límite entre el Vendiente superior y el Cámbrico inferior pudiese estar incluso dentro del “Conjunto Alcudiense inferior”, considerando ya el Alcudiense superior en su totalidad como Cámbrico inferior.

Sin embargo, TALAVERA *et al.* (2015) obtienen mediante U/Pb en circones detríticos, una edad deposicional máxima de 580-560 Ma (Ediacárico/Vendiente superior) para el Alcudiense inferior situado inmediatamente por debajo de la misma, y de 550-540 Ma (Ediacárico/Vendiente terminal) para el Alcudiense superior situado inmediatamente sobre la discordancia, lo que dejaría al Alcudiense inferior una edad mínima Ediacárico superior.

## 2.2. PALEOZOICO

Los afloramientos de Sierra Morena oriental muestran un registro sedimentario encuadrable en el Hiperciclo Postcámbrico (SAN JOSÉ *et al.*, 1990 y 1992) que abarca desde el Ordovícico inferior al Carbonífero superior. Su base sobre los materiales neoproterozoicos es una discordancia angular.

A nivel regional, el Hiperciclo Postcámbrico comienza con los depósitos de la Formación de Base, TAMAIN (1972) y la Cuarcita Armoricana.

Las formaciones que conforman el registro estratigráfico de la serie paleozoica, tienen amplia representación en el ámbito de la Hoja, y en su definición se utilizará las denominaciones formalmente propuestas por SAN JOSÉ *et al.* (1990 y 1992), PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE (1984) y PARDO ALONSO (1995) y que en síntesis podemos resumir como sigue:



ORDOVÍCICO	Inferior	Formación de Base
	Inferior-medio	Cuarcita Armoricana
	Medio	Capas Pochico
		Pizarras del Río
		Alternancias del Caño
		Pizarras Guindo
		Cuarcitas Botella
	Superior	Pizarras de Canteras
		Bancos Mixtos
		Caliza Urbana
		Pizarras Chavera
SILÚRICO		Cuarcita del Criadero
		Pizarras negras graptolíticas
		G. Cerro Escudero
DEVÓNICO	Inferior	Cuarcita de Base
		Alternancia de pizarras y areniscas

### 2.2.1. Ordovícico

Los sedimentos ordovícicos son los materiales con mayor extensión de afloramiento en la Hoja. La sucesión ordovícica en Sierra Morena Oriental presenta dos características notables:

- Es siempre discordante sobre su sustrato, siendo una discordancia de tipo angular sobre las alternancias de grauvacas y limolitas del "Alcudiense inferior", y cartográfica sobre las grauvacas, limolitas y areniscas grauváquicas y conglomerados del "Alcudiense superior".
- Está muy desarrollada y presenta una gran potencia, aunque esta puede presentar variaciones notables de NO a SE.

La referencia más antigua de fósiles paleozoicos dentro de la Hoja se debe a VERNEUIL y BARRANDE (1856), quienes identificaron un braquiópodo en pizarras ordovícicas al norte de la Venta de Cárdenas. Por su parte MALLADA (1884), en el reconocimiento geológico de la provincia de Jaén, menciona el hallazgo de diversos trilobites, moluscos y graptolitos en una localidad próxima a la anterior, así como crucianas y trilobites al SO de Aldeaquemada. Posteriormente, los trabajos de HENKE y HUNDT (1926), HERNÁNDEZ PACHECO y PUIG DE LA BELLACASA (1926), PÉREZ REGODÓN (1966), BUTENWEG (1968), POUPON (1971), CARRÉ *et al.* (1971), TAMAIN (1972) y RÍOS (1977), entre otros, amplían considerablemente el número de yacimientos paleontológicos descubiertos en el área de esta Hoja, cuyo estudio es abordado también por HABERFELNER (1931), TAMAIN *et al.* (1972), MÉLOU (1973, 1975, 1976), HAMMANN y HENRY (1978), HENRY (1980), HAMMANN (1983), GUTIÉRREZ-MARCO (1986), RÁBANO (1990), BABÍN y

GUTIÉRREZ-MARCO (1991) y EMIG y GUTIÉRREZ-MARCO (1997). La revisión y modificación de la cartografía geológica de esta Hoja llevada a cabo durante la realización de la Hoja Geológica a escala 1:200.000 de Linares (MARTÍN PARRA *et al.*, 2015) ha aportado nuevos yacimientos paleontológicos, que han sido analizados. La bioestratigrafía y cronoestratigrafía de las diversas unidades ordovícico-silúricas ha sido también discutida por GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (1984, 1995), GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO (1987), SAN JOSÉ *et al.* (1992), VILLAS (1995) y GARCÍA PALACIOS *et al.* (1996).

#### 2.2.1.1. Ordovícico inferior

##### 2.2.1.1.1. Areniscas, cuarcitas, conglomerados y pizarras (5). Formación de Base. Conglomerados y cuarcitas gruesas (6). Tremadoc?-Arenig basal

Estos materiales afloran en al Anticlinorio de Despeñaperros, donde pueden observarse a lo largo de la carretera local de Aldeaquemada entre el Collado de Los Jardines y el grupo de antenas de Mojón Blanco.

Su nombre se debe a BOUYX (1970) y TAMAIN (1967, 1972). Anteriormente LOTZE (1956) la definió como Capas Intermedias y BUTENWEG (1968) la denominó Serie Conglomerática, y ALÍA *et al.* (1971) les denomina Serie Preordovícica Superior. También se la conoce regionalmente con el nombre de Serie Roja Basal (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1990, REY e HIDALGO, 2004). Aflora discontinuamente en la base del Ordovícico al norte de la Falla de Puente Génave-Castelo de Vide.

Los materiales de esta formación pertenecen al Megaciclo inferior de REY e HIDALGO (2004), apoyándose mediante una discordancia angular sobre un paleorrelieve tallado en las rocas infra-yacentes (Discordancia Toledánica, LOTZE, 1956; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 2002) con fuertes variaciones de espesor; siendo estas del Alcudiense inferior en el Anticlinal de Despeñaperros, Antiforme de Sierra Madrona y buena parte del Anticlinal de Alcudia, y del Alcudiense superior en el sector centrorienta del Anticlinal de Alcudia. Los límites inferior y superior, muestran exposición subaérea y erosión durante un episodio de bajo nivel del mar (REY e HIDALGO, 2004).

En la deformación de este Precámbrico, parece sumarse los efectos de al menos dos etapas de deformación previas a la Orogenia Varisca. En primer lugar la fase intra-alcudiense (intra-pre-cámbrica de edad Ediacárico superior) que pliega regionalmente al Alcudiense inferior (ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO, 1986; PELÁEZ *et al.*, 1986; PIEREN *et al.*, 1987; NOZAL *et al.*, 1988; PIEREN y HERRANZ, 1988; PALERO, 1993; MARTÍNEZ POYATOS, 1997). Se sumaría además el efecto de la fase Ibérica (SAN JOSÉ, 1984) que separaría mediante un basculamiento las formaciones del Cámbrico superior-Ordovícico basal del Cámbrico inferior-Precámbrico superior.

La serie comienza con un conglomerado basal (6) en bancos de dos a tres metros, formado por cantos de cuarzo, cuarcita y lidita, bien redondeados y de un tamaño de 1 a 5 cm (ALÍA *et al.*, 1971) o de hasta 25-30 cm (TAMAIN, 1972) e incluso 50 cm (RAMÍREZ *et al.*, 2016 b) en una matriz arenosa o microconglomerática, con tamaño de grano grueso, muy rica en cuarzo. En este trabajo hemos observado que en el este de la estructura también comienza con cuarcitas bastante puras, de grano medio a grueso, sin ninguna presencia conglomerática. La potencia

de este tramo es de unos 25 m al norte de Los Órganos. Hacia techo, estos materiales alternan con cuarcitas, areniscas cuarcíticas de color rosado o violáceo y microconglomerados de igual composición que los conglomerados descritos.

Por encima existe un tramo intermedio en el que predomina una alternancia de limolitas-limolitas arenosas y areniscas de grano muy fino de tonos rosados y grises en capas decimétricas, con niveles de conglomerados y areniscas microconglomeráticas. La serie finaliza con pizarras moradas dominantes con intercalaciones areniscosas rojizas.

Los bancos de arenisca suelen tener base plana y techo ondulado, con morfologías de olas de arena, y *ripples* de oscilación. Presentan laminación paralela y ondulada, siendo frecuentes también las estratificaciones cruzadas de tipo *hummocky*, así como bioturbación en el techo.

Los conglomerados muestran estratificación cruzada planar, techos muy ondulados y morfologías de canal en las que parece observarse imbricación de cantos. Se han distinguido secuencias negativas (granocrecientes).

REY e HIDALGO (2004) distinguen tres miembros: M1 ("Conglomerado Basal" de TAMAIN, 1972) de hasta 25-50m de espesor, que alterna con capas de areniscas y limolitas; M2, constituido por una alternancia de areniscas y capas de pizarras púrpura-rojizas ("*Lie de Vin*" de TAMAIN, 1972) y M3, caracterizado por la intercalación de capas de ortocuarcitas hacia la parte superior de la formación.

La potencia de esta unidad es sumamente variable entre el este y la zona central y occidental del pequeño anticlinorio. Regionalmente oscila entre 60 y 700 m (CAPOTE y HERNÁNDEZ ENRILE, 1969; ALÍA *et al.*, 1971; TAMAIN, 1972; MARTÍNEZ POYATOS, 1997; MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 2004; REY e HIDALGO, 2004; RAMÍREZ *et al.*, 2016 b y 1998; LILLO *et al.*, 1998, PALERO y DELGADO-QUESADA, 2008). Los mayores espesores regionalmente, se dan en el Anticlinal de Despeñaperros (700 m) y sector oriental del Anticlinal de Alcudia (350 m), mientras que en el sector occidental del Anticlinal de Alcudia alcanza espesores de 60-75m (RAMÍREZ *et al.*, 2016 a, b). Estos datos son respectivamente acordes con las potencias en el flanco sur del anticlinorio en Los Órganos, muy inferior, a la gran acumulación de sedimentos observable en el límite oriental del anticlinorio o en la carretera a Aldeaquemada.

Se consideran el inicio de un ciclo transgresivo sobre un paleorrelieve, si bien algunos autores (RAMÍREZ *et al.*, 2016 b) en esta Hoja, consideran un ambiente sedimentario de plataforma dominada por el oleaje, y a partir de cierto momento, con participación de corrientes, previsiblemente mareales, compartimentada por fallas sinsedimentarias más que un paleorrelieve. La base de la unidad, cuando presenta conglomerados de gran tamaño como los descritos por TAMAIN (1972) corresponde localmente a facies canalizadas.

El contenido faunístico se limita a los hallazgos esporádicos de *Cruziana furcifera* y a la presencia en el techo de los bancos cuarcíticos de bioturbación vertical tipo *Skolithos*.

RICHTER (1967) atribuye estos materiales al Cámbrico superior mientras que BUTENWEG (1968) atribuye a la "Serie Conglomerática" una edad Cámbrico superior-Ordovícico basal; ALÍA *et al.* (1971) le asignan una edad Cámbrico superior sin descartar que alcance el Cámbrico medio. Pos-

teriormente ha sido atribuida al Ordovícico inferior (Tremadoc-Arenig), mediante icnofauna. Así BOUYX (1970) cita la presencia de *Lingulella* sp. en Hinojosas de Calatrava, y TAMAIN (1972) encuentra en el Cerro Castellar, cerca del punto anterior, restos de fósiles comparables a *Harlania*, atribuyéndole una edad Tremadoc. A esta misma edad es atribuida por MORENO *et al.* (1976). MOLINA CÁMARA y FERNÁNDEZ CARRASCO (1987) citan la presencia de *Ectenoglossa cf. lesueri*, *Cruziana furcifera* y *skolithos* sp, en la Hoja de Valdemanco de Esteras (782), que definen una edad Tremadoc superior-Arenig.

La Serie Púrpura suele considerarse regionalmente Ordovícico basal por su posición respecto a la transgresión Hunnebergiense (FORTEY, 1984; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1990) de la Cuarcita Armoricana. Dado la gran acumulación de sedimentos, mucho mayores de los habituales, en la parte oriental, y dado que esta unidad suele rellenar los surcos de una paleotopografía inicial previa a la gran transgresión del Ordovícico inferior, no se debe descartar, de acuerdo con Butenweg, que la sedimentación se inicie en el Cámbrico superior; si bien la continuidad sedimentaria y las dataciones radiométricas obtenidas en sucesiones comparables del Macizo Armoricano francés, apuntan a que este conjunto previo a la Cuarcita Armoricana correspondería ya al Arenig temprano (BONJOUR *et al.*, 1988; SAN JOSÉ *et al.*, 1992; MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 2004).

## 2.2.1.2. Ordovícico inferior-medio

### 2.2.1.2.1. Ortocuarцитas (7). Cuarcita Armoricana. Arenig medio

La Cuarcita Armoricana (GROTH, 1914; TAMAIN, 1972) es conocida también como “Cuarcitas de las Altas Sierras” (MALLADA, 1884) o “Cuarcita de Despeñaperros” (RICHTER, 1967).

Es una de las unidades más características del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico de la ZCI, ya que proporciona los mayores relieves y dibuja las pliegues variscos más significativos, debido a su gran dureza, resistencia química y homogeneidad, formando los núcleos de los anticlinales de El Cambrón, Mojón Blanco-Monuera y La Cimbarra, en los flancos del anticlinorio de Despeñaperros; apareciendo también en algunos asomos en el lecho del río Guadalén.

Está compuesta por fuertes crestones de ortocuarцитas blancas cercanos a los 50 m de espesor separados por cuarcitas estratificadas más finamente, donde es posible que existan también algunas pizarras. Aunque su base no aflora, el espesor total no debe de ser inferior a los 450 m. El medio sedimentario de la unidad corresponde a una plataforma somera dominada por corrientes de marea y acción superpuesta del oleaje.

BUTENWEG (1968), describe la existencia de una discordancia entre la Serie Conglomerática y la Cuarcita Armoricana. Cita que la discordancia de pequeña magnitud, posiblemente debida a un basculamiento, corresponde a la Fase Ibérica de LOTZE (1956), no observable en esta Hoja, que separa las formaciones del Cámbrico superior-Ordovícico basal, de los primeros depósitos de la transgresión del Ordovícico inferior. En los sitios donde se aprecia la discordancia erosiva, la Cuarcita Armoricana comienza con delgados niveles conglomeráticos, apoyándose sobre la Serie Conglomerática.

Regionalmente, se puede subdividir la Cuarcita Armoricana en tres tramos, que disminuyen de espesor hacia el oeste, como ya establecieron BOUYX (1964, 1970), TAMAIN (1972) y RÍOS

ARAGÜÉS, (1977 a, b) en Sierra Morena Oriental, aunque no se han diferenciado cartográficamente a escala 1:50.000:

El tramo inferior (aprox. 200 m de potencia) está formado por una alternancia de bancos decimétricos y métricos, a veces con morfología de megadunas y con retoques de olas, de ortocuarcitas y areniscas cuarcíticas claras (blancas o gris claro) con finas y escasas intercalaciones pizarrosas. Muestra icnofacies de *Skolithos*.

El tramo intermedio (80-100 m de potencia) está constituido por una alternancia de bancos centi y decimétricos de ortocuarcitas y areniscas cuarcíticas, y delgados niveles de pizarras limolíticas grises. Los niveles arenosos tienen geometría lenticular con base plana y techo ondulado, con frecuentes laminaciones paralelas y de *ripples*, y marcas de corriente. Los niveles pizarrosos son más potentes hacia la base y presentan abundante bioturbación y pistas bilobadas.

El tramo superior (aprox. 200 m de potencia) está formado por bancos métricos y decimétricos de ortocuarcitas masivas blancas o grises, con escasas intercalaciones pizarrosas. En los niveles basales, las capas arenosas tienen base plana y techo de *ripples*, mientras que hacia techo tienen base débilmente erosiva, cantos blandos y grava fina dispersa, presentando amalgamaciones y retoques de ola.

Desde el punto de vista petrográfico, las ortocuarcitas presentan un grado de madurez muy alto, estando constituidas en más del 90% por granos de cuarzo, con una matriz sericítica muy escasa y algunos minerales accesorios pesados como circón, rutilo y turmalina. Se observa una recristalización muy importante, con desarrollo de puntos triples entre los granos. Las intercalaciones "pizarrosas" en el tramo superior son, en sentido estricto, areniscas finas ricas en micas, formadas por pequeños granos de cuarzo y placas de moscovita. Pueden tener una abundante matriz sericítica y cierta cantidad de materia carbonosa.

Se observan capas de base plana y techo ondulado, con laminación interna paralela que ocasionalmente pasa a laminación cruzada *hummocky*, laminación ondulada, y en ocasiones, a laminación cruzada de *ripples* de oscilación. Los cuerpos mayores muestran morfologías de barras. Se identifican varias secuencias negativas.

El conjunto de la sucesión se interpreta como depósitos marinos de plataforma marina somera con acción de corrientes de marea y acción superpuesta del oleaje.

Según REY e HIDALGO (2004), pertenece al Segundo Megaciclo del Ordovícico inferior y constituye un ciclo transgresivo-regresivo de segundo orden.

El espesor de la formación en Despeñaperros se establece en unos 500 m (TAMAIN, 1972).

En cuanto a su edad, se han encontrado niveles ricos en icnofauna de *Skolithus* en el tramo inferior y de *Cruziana furcifera* y *Cruziana goldfussi* en el tramo medio. Por otra parte, la Cuarcita Armoricana se manifiesta como una unidad relativamente isócrona a escala de todo el SO europeo, verificándose que todo su depósito se inscribe en una única biozona de quitinozoos (la de *Eremochitina brevis*), equiparada con un Arenig medio (PARIS *et al.*, 1982; PARIS, 1990). El abundante registro icnológico que brinda la formación en toda la Zona Centroibérica (MORENO *et al.*, 1976; PICKERILL *et al.*, 1984; ROMANO, 1991) tampoco aporta mayores precisiones.

#### 2.2.1.2.2. Cuarzitas, areniscas y pizarras (8). Capas Pochico. Arenig

En el ámbito regional se encuentra en conformidad y paso gradual con la Cuarzita Armoricana infrayacente. Se trata de alternancias de capas centimétricas a decimétricas de ortocuarzitas blancas similares a las de la unidad subyacente, areniscas frecuentemente micáceas y pizarras. La unidad es progresivamente más pizarrosa hacia techo, en transición gradual a las pizarras de la unidad suprayacente. El límite entre ambas es, por tanto, impreciso y suele encontrarse cubierto.

En el área de la Hoja, su base se situaría sobre el último banco de potencia métrica de la Cuarzita Armoricana, aflorando en los mismos parajes que esta, y además en el Cerro de Descuernavacas, al S del Cerro Golondrinas y en las proximidades de la mina del Avellanar, en la proximidad del borde oriental de la Hoja.

Su nombre proviene de la "Tabla de Pochico" al sur de Aldeaquemada (en esta Hoja), donde fueron descritas por TAMAIN (1967, 1972). Ha recibido en el ámbito de la ZCI distintas denominaciones: "Capas de Marjaliza", "Capas de Transición", "Areniscas superiores" por RICHTER (1967) y BUTENWEG (1968), "Serie de Tránsito cuarcítico-pizarrosa" por CAPOTE y HERNÁNDEZ ENRILE (1969) y "Alternancias inferiores" por RÍOS ARAGÜÉS (1977 a y b). Y la más utilizada a nivel bibliográfico, de "Estratos o Capas Pochico" (TAMAIN, 1972) que proviene de la suma de las dos unidades establecidas por el autor, es decir las "Alternancias Pochico" como tramo basal y "*Grès Jaunes Pochico*" como tramo superior diferenciado en razón de la tonalidad amarillenta que caracteriza esta formación.

El tramo inferior, denominado por TAMAIN (1972) "*Alternances Pochico*" ("Alternancias Pochico"), es una alternancia decimétrica de cuarcitas blancas y grises y areniscas cuarcíticas micáceas, con intercalaciones de pizarras subordinadas. Hacia el techo de la sucesión, en el tramo superior, las cuarcitas desaparecen y se pasa a una alternancia de areniscas micáceas grises y pizarras negras, que por alteración adquieren una tonalidad amarillenta ("*Grès Jaunes Pochico*" de TAMAIN, 1972). Se encuentra bien expuesto en La Cimbarra, al sur de Aldeaquemada. POUPON (1971) localizó una capa cinerítica centimétrica hacia la mitad del tramo. El mismo autor establece un espesor de 55-60 m para este tramo inferior. Incluido en este tramo, preferentemente hacia su base, ALÍA (1954, en RÍOS, 1977b) descubrió un nivel radiactivo formado por una cuarcita rutilo-circonífera de grano fino y espesor variable (0,5-6 m, según RÍOS ARAGÜÉS, 1977 b). En realidad, parecen existir varios niveles de características similares, que originaron la realización de estudios de detalle en la región (CAPOTE y HERNÁNDEZ ENRILE, 1969 y CHAMÓN *et al.*, 1970), en los que se detectó una anomalía radiométrica mayor en afloramientos del sector comprendido entre Santa Elena, Aldeaquemada, y la mina La Nazarena (al sur de Almuradiel).

El tramo superior se caracteriza por una alternancia métrica de areniscas amarillentas ocreas a marrones y pizarras arenosas micáceas, sin la presencia de cuarcitas. Las areniscas aparecen en bancos decimétricos o incluso métricos. POUPON (1971) y TAMAIN (1972) citan la existencia de un nivel arenoso lumaquéllico, de espesor centimétrico, formado por bioclastos fosfatados, al que denomina "lumaquela azul". En los trabajos de DELGADO (1987) y DELGADO *et al.* (1988) se consideran a estos materiales como una roca biodetrítica, formada por pequeños fragmentos de conchas de braquiópodos de naturaleza fosfatada, fragmentos angulosos de cuarzo, oolitos fosfáticos y pirita. PALERO (1991) encontró que estos niveles fosfatados aparecían repartidos por toda la parte media y superior de las "Capas Pochico".

La presencia de niveles biodetríticos fosfatados en este tramo ha sido reconocida en otros sectores de Sierra Morena oriental, (RAMÍREZ *et al.*, 1998 inédita; RAMÍREZ *et al.*, 2016 b; PALERO y DELGADO-QUESADA, 2008; LEYVA: in LEYVA *et al.*, 2009). En el sector central de la Hoja de Solana del Pino (861) (RAMÍREZ *et al.*, 1998 inédita) se encuentra un nivel volcanoclástico en el tránsito de las Capas a las Pizarras del Río. Es un tramo de 5 a 35 m formado por secuencias rítmicas de rocas tobáceas piroclásticas de composición intermedia.

En la parte alta de esta formación se observa la intercalación de varios niveles de vulcanitas y rocas volcanoclásticas, desde los alrededores de Aldeaquemada a Fuencaliente. En los alrededores de Aldeaquemada (en esta Hoja) se observan desde niveles de cineritas decimétricos gris-verdosos a gris-azulados (TAMAIN, 1972; TAMAIN *et al.*, 1972) a niveles de tipo sill intercalados de hasta 2,5 m de potencia de vulcanitas básicas, gris oscuras a verdosas, microgranudas, con xenocristales de plagioclasa de hasta 3-4 mm y de cuarzo de hasta 1 cm, así como enclaves oscuros microcristalinos de tendencia microporfídica de hasta 1,2 cm.

En lámina delgada, los niveles cuarcíticos tiene una textura blastosamítica y están formados mayoritariamente por cuarzo, y cantidades variables de hidróxidos de hierro, moscovita, biotita, clorita y arcillas. Los minerales accesorios más frecuentes son: chert, opacos, pirita, plagioclasas y turmalina. Los niveles areniscosos presentan una textura blastosamítica/blastopelítica, y están formados mayoritariamente por cuarzo, feldespatos (en algunos casos solo plagioclasa), y moscovita, además de una matriz filosilicatada (que puede ser el componente mayoritario) que procede de la alteración de feldespatos. Como accesorios se observan óxidos, opacos y turmalina. Los niveles pizarrosos muestran una textura blastopelítica y sus componentes principales son cuarzo, feldespatos y óxidos, y también filosilicatos derivados de la alteración de feldespatos.

Al microscopio, las vulcanitas básicas presentan textura intersertal a porfídica y están constituidos principalmente por plagioclasa y máficos muy alterados (probablemente piroxenos) con apatito, epidota y opacos como accesorios.

La subfacies más característica, por su abundancia en esta formación, son secuencias granodecrecientes en las que se observan, como estructuras sedimentarias, superficies onduladas con *ripples* de oscilación y secuencias de energía decreciente a techo, constituida por laminación paralela, laminaciones de tipo *hummocky* y *swaley*, laminación ondulada y, en ocasiones, laminación cruzada de *ripples* de oscilación, así como bioturbación intensa y lutitas con estructuras *linsen*. Según LEYVA (2000; en MATAS *et al.*, 2009) en las Hojas situadas inmediatamente al E de esta, en general, son secuencias PHXM de espesores decimétricos y HXM centimétricos (WALKER, 1982).

Otra subfacies citada por LEYVA (2000) en la Hoja de Venta de Los Santos (864), está constituida por areniscas cuarcíticas en capas decimétricas amalgamadas, formando cuerpos de espesor métrico a decamétrico. Las superficies de amalgamación están marcadas por láminas de lutitas discontinuas y nódulos con aspecto de cantos blandos con orla ferruginosa. Se trata de secuencias BPH y PHX (WALKER, *op. cit.*). Son facies del grupo de los *hummocky* (HCS) de grano medio-grueso.

Se interpreta que estos materiales se depositaron en una plataforma marina somera afectada por el oleaje de tormentas.

TAMAIN (1972) estima una potencia de 55-60 m para el tramo inferior y 100-120 m para el tramo superior; en total 155-180 m para todo el conjunto. Regionalmente, la potencia de los “Estratos Pochico” presenta variaciones, con los mayores espesores hacia el SE. Así, en el sector septentrional de la Hoja de Brazatortas se estima un espesor de unos 100 m, en contraste con los 300 m estimados en La Cimbarra. Las denominadas “Capas Pochico”, un término informal muy difundido en toda la región surcentroibérica, tienen su corte tipo precisamente en la zona de La Cimbarra, al sur de Aldeaquemada.

En cuanto a su edad, la unidad proporciona regionalmente una asociación de icnofósiles, mucho más rica y variada que la registrada en la Cuarcita Armoricana. En sectores próximos de las Hojas nº 838, 839, 840, 864 y 787, se ha identificado la presencia de *Cruziana furcifera* D’Orbigny, *C. goldfussi* (Rouault), *C. cf. rugosa* D’Orbigny, *C. cf. lefevrei* D’Orbigny, *Didymaulichnus lyelli* (Rouault), *Monocraterion* sp., *Monomorphichnus* sp., *Bergaueria* sp. e *Isopodichnus* sp. Aunque esta asociación no es determinante desde el punto de vista cronoestratigráfico, la unidad es claramente de edad Arenig superior por su posición infrayacente a las pizarras del Ordovícico medio, en cuya base se sitúa el límite Arenig/Llanvirn determinado con graptolitos (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1995). En los horizontes con nódulos fosfatados del techo de la unidad, se suelen encontrar también bivalvos y braquiópodos inarticulados del Arenig.

La unidad contiene abundantes icnofósiles, citados en el área de la Hoja por PÉREZ REGODÓN (1966), BUTENWEG (1968), CAPOTE y HERNÁNDEZ ENRILE (1969), POUPON (1971) y TAMAIN (1972). La asociación comprende: *Cruziana furcifera* D’Orbigny, *C. goldfussi* Rouault, *C. rugosa* d’Orbigny, *Rusophycus* sp., *Didymaulichnus rouaulti* (Lebesconte), *Arthropycus cf. harlani* (Hall) y *Daedalus halli* Rouault. Un nivel fosilífero importante es la denominada “lumaquela azul” de lingúlidos y cantos fosfáticos (TAMAIN *et al.*, 1972), que proporcionó: *Ectenoglossa cf. leseuri* Rouault, *Obolidae* gen et sp. indet. y *Bivalvia* indet. Dicho horizonte lumaquélico, intercalado en el tercio superior de las Capas Pochico, alcanza gran extensión regional y se correlaciona con niveles de características idénticas, en posición estratigráfica equivalente, distribuidos por todo el suroeste de Europa (EMIG y GUTIÉRREZ-MARCO, 1997).

Por otra parte, en el afloramiento del cerro Golondrinas-Minas de la Nazarena (Coordenadas UTM, X: 458.550 Y: 4.260.300), durante los trabajos de revisión de esta Hoja para la realización del Mapa Geológico a escala 1:200.000 de Linares (MARTÍN PARRA *et al.*, 2015), se encontró una lumaquela de bivalvos en cuarcitas grises de grano fino, en la que también aparecen lingúlidos y pistas, que determinadas por J.C. GUTIÉRREZ-MARCO han aportado las siguientes especies: *Cardiolaria oehlerti* y *Modiolopsis* (Bivalvos), *Ectenoglossa leseuri* (Lingúlido) y *Daedalus*, *Skolithos*, *Diplocrathium* y *Bergaueria* (Icnofósiles), características de la Fm Capas Pochico (EMIG y GUTIÉRREZ-MARCO, 1997; GUTIÉRREZ-MARCO, *com. pers.*).

Los datos paleontológicos reseñados junto con su posición infrayacente a las pizarras del Ordovícico medio, en cuya base se sitúa el límite Arenig-Oretaniense determinado mediante graptolitos (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1995) permiten atribuir el conjunto de la unidad al Arenig superior.



### 2.2.1.3. Ordovícico medio

Al conjunto arenoso del Ordovícico inferior, se superpone una sucesión con predominio de los siliciclásticos de grano muy fino, limos y lutitas de coloraciones negras y grises, una de cuyas características más reseñable es la riqueza en restos fósiles.

Este registro sedimentario ha sido conocido y descrito desde el siglo pasado como “Capas con *Tristani*” (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1984a). En el sector meridional de la ZCI se han determinado más de 250 taxones de trilobites, graptolitos, braquiópodos, moluscos, ostrácodos, equinodermos, briozoos, quitinozoos, acritarcos, icnofósiles, etc.

El conjunto litológico, con denominación informal de “Capas con *Tristani*”, ha sido subdividido en distintas unidades litológicas con carácter local o regional.

SAN JOSÉ *et al.* (*op. cit.*) recoge esta denominación en un cuadro de correlación integrando las unidades litológicas con carácter más extensivo en la ZCI y proponiendo formalmente unas formaciones para la ZCI meridional (DCEG) que serán las que se utilice en esta Hoja.

En este ámbito paleogeográfico las “Capas con *Tristani*” pueden subdividirse en cuatro formaciones, dada la presencia constante de dos unidades litológicas con predominio de los siliciclásticos de grano medio (areniscas y cuarcitas) en posición intermedia y de techo dentro del Ordovícico medio.

De esta forma se definen de muro a techo las siguientes formaciones:

**Pizarras del Río**, cuyos sinónimos más conocidos en el DCEG de la ZCI son “Pizarras de las Alisedas” y “Pizarras de Navatrasierra” *s.str.*

**Alternancias del Caño**, también descritas como “Cuarcitas Inferiores” o “Areniscas de los Rasos”.

**Pizarras Guindo**, correlacionables con las Pizarras de Valdemorillo y las Pizarras de Navalaceite.

**Cuarcitas Botella**, descritas en bibliografía con las denominaciones de Cuarcitas de Canteras, Cuarcitas de La Cierva y Areniscas de Retuerta.

#### 2.2.1.3.1. Pizarras negras azuladas (9). Pizarras del Río. Vulcanitas básicas (10). Arenig superior-Dobrotiviense inferior

Estos materiales ocupan la mayor extensión de la Hoja, aflorando mayoritariamente en la parte central de ella. Se trata de una sucesión de pizarras de gran espesor, que corresponde a las conocidas en toda Sierra Morena oriental como Pizarras del Río (del Río Grande), denominadas así por TAMAIN (1967, 1972). Otras denominaciones utilizadas son “Pizarras Correderas” (“*Correderas Schiefer*”, RICHTER, 1967; BUTENWEG, 1968; RÍOS ARAGÜÉS, 1977), “Pizarras con *Calymene tristani*” (“*Calymene tristani Schiefer*”, REDLIN, 1955), “Pizarras con *Neseuretus*” (autores españoles) y Pizarras con *Calymene* inferiores (AGUILAR TOMÁS *et al.*, 1987).

El tránsito de las “Capas Pochico” a esta unidad es gradual, aunque relativamente rápido, resolviéndose en pocas decenas de metros. Se trata de una potente sucesión de pizarras negras-grises azuladas, con un color característico gris-verdoso cuando están meteorizadas. Varían desde términos muy lutíticos a limolitas, frecuentemente micáceas, con niveles de nódulos.

Se observan con frecuencia niveles de pizarras con nódulos en general de centi a decimétricos, llegando a alcanzar hasta 1 m (PALERO y DELGADO-QUESADA, 2008) de litologías variadas desde pelítico-arenosas a siderolíticas, en los que en algunos casos se encuentran restos de braquiópodos o trilobites en el núcleo, así como algunas acumulaciones de conchas de braquiópodos. TAMAIN (1972) ha señalado la existencia de un nivel sílico-fosfatado (“*niveau silico-phosphaté de Las Pasaderas*”) a 1 km al sur de Aldeaquemada.

En lámina delgada, los niveles areniscosos y arenoso-cuarcíticos se clasifican como metasubarcosas/metagrauvas a metacuarzoarenitas, presentan textura blastosamítica, y están formados fundamentalmente por cuarzo, feldespato potásico, matriz arcillosa, moscovita y biotita, y cantidades variables de clorita. Como accesorios se identifican opacos y turmalinas. Incluso a escala de lámina delgada se observan microalternancias de estos términos, como pasadas diferenciables tanto textural (blastopelítica a blastosamítica) como composicionalmente (metapelita a metacuarzovaca). Las pizarras presentan una textura blastopelítica, y están formadas fundamentalmente por una matriz sericítica, con materia orgánica y óxidos de hierro que envuelve a fragmentos angulosos de cuarzo y placas de moscovita. Como minerales accesorios se reconocen rutilo, circón y turmalina. En ocasiones, se observan cloritas secundarias. Cuando están afectadas por metamorfismo de contacto contienen también cloritas, biotitas y andalucitas de neoformación.

En el área de la Hoja, BUTENWEG (1968), TAMAIN (1972) y TAMAIN *et al.* (1972) pusieron de manifiesto la amplia presencia de intercalaciones de rocas volcánicas tales como coladas o sills básicos, brechas de explosión y tobas (1), subconcordantes con los sedimentos que las encajan, aunque puntualmente cortan a los planos de estratificación. Serán descritas más adelante en el epígrafe 3.2.1 de Petrología.

Esta sucesión supone un brusco cambio de facies, donde una secuencia de facies de plataforma externa o talud continental, bajo el nivel de base del oleaje de tormentas (PORTERO y DABRIO, 1988), con somerizaciones puntuales, representadas por paquetes arenoso-cuarcíticos con geometría de *sand-waves*, más frecuentes hacia techo (RAMÍREZ *et al.*, 1998 inédita), se superpone a los materiales de plataforma proximal de las Capas Pochico (REY e HIDALGO, 2004).

LEYVA (2000), para un sector situado inmediatamente al E de esta Hoja, diferencia dentro de esta facies paquetes alternantes en los cuales los planos de estratificación vienen definidos por láminas de limolitas y/o areniscas de grano muy fino, de colores gris blanquecino o negro, en las que puede observarse morfología de *ripples* en trenes continuos *starved ripples* o bien aislados *linsen*. En esta subfacies, según el citado autor, son frecuentes los microeslumpamientos y la inmersión diagénica de los *linsen* que da origen a pseudonódulos aislados en las pelitas, cuyo núcleo, son los *load casted*.

Las pizarras con nódulos, para LEYVA (2000) serían otra subfacies, constituida por lutitas y fangolitas negras y masivas en las cuales se hallan nódulos centi a decimétricos, bien dispersos, bien en horizontes con extensión lateral decamétrica, bien en niveles de espesor decimétrico con as-

pecto de “pebbly mudstone”. Estos nódulos tienen litologías variadas desde pelítico-silíceas a siderolíticas. En cualesquiera de ellas el núcleo puede ser o bien un resto fósil (braquiópodo, trilobites, etc.), o bien cristales idiomorfos de sulfuros. A estos nódulos se les da un origen diagenético temprano y en algún caso, sinsedimentario (BLATT *et al.*, 1980), relacionados con la precipitación directa de geles silíceos y, en su caso, carbonatados ferrosos en cuenca profunda. La diagénesis precoz de estos precipitados ocasiona la formación de estos nódulos. Los niveles decimétricos tendrían que explicarse por un fenómeno continuado en el tiempo de precipitación de geles o bien por un lavado y acumulo posterior por acción de corrientes tractivas.

Como minoritarias dentro de esta formación, LEYVA (2000) reseña las facies heterolíticas, en las que cabe distinguir dos subfacies con características bien definidas. La más extendida y normalmente asociada a las microbandeadas, se estructura en secuencias elementales de orden centimétrico a decimétrico grano-decrecientes y constituida por areniscas cuarcíticas de grano fino a muy fino, limolitas y lutitas de color que varía del gris oscuro a azulado. La relación arena + limo/lutita es muy inferior a la unidad. En el término arena se observa laminación paralela o laminación de *ripples* y su espesor raramente sobrepasa los 5 cm. Su geometría es de base plana y techo ondulante. Las limolitas aparecen en láminas milimétricas con laminación paralela de *shear sorting*, alternando entre láminas de fangolita. El término de las lutitas negras o azuladas tiene un aspecto masivo, conteniendo a veces micronódulos de núcleo arenoso (posibles *linsen*), abundantes cristales idiomorfos de pirita y escasas bioturbaciones.

LEYVA (2000) establece para este sector del DCEG un modelo genético para el conjunto de esta formación, a partir de unos puntos básicos que pueden resumirse en una práctica ausencia total de *ripples* de ola; predominio de depósitos con estructuración interna en base a secuencias de origen turbidítico; y capas y tramos con estructuras *hummocky* (HCS), de espesores centimétricos a decimétricos, normalmente desprovistas de sus intervalos basales y de techo (amalgamadas). Todo ello parece indicar, que el sistema deposicional aplicable sería el de una plataforma siliciclástica sometida al efecto de las tormentas, en áreas del *offshore*. En esta plataforma, la actividad volcánica de carácter básico es importante, al menos en su tramo de techo. Los paquetes o tramos con predominio de las litarenitas serían para este autor, depósitos del *offshore* proximal-*offshore transition* tal como parece indicar la ausencia de *ripples* de ola y las HCS con espesores reducidos y desprovistos de intervalos basales o bien con acúmulos de restos fósiles. El material removilizado por la tormenta evoluciona pendiente abajo originando las corrientes de turbidez que depositan el material transportado en el *offshore* distal. En su conjunto, este registro sedimentario constituirá el “Self-margin system tract” profundo de la Secuencia Depositional, con la que comienzan los depósitos del Ordovícico medio.

El espesor es difícil de estimar debido al recubrimiento y el replegamiento generalizados, aunque cartográficamente debe situarse al menos en 700 m, si bien existen discrepancias entre los diferentes autores y puede haber variaciones laterales de consideración (300 a 500 m en la vecina Hoja de Viso del Marqués (837), según MONTESERÍN *et al.*, 2016; unos 400 m según RICHTER, 1967; 500-800 m según BUTENWEG, 1968; 600 m según CAPOTE y HERNÁNDEZ ENRILE, 1969; 300 m de potencia mínima para TAMAIN, 1972; y entre 150 y 440 m para RÍOS ARAGÜES, 1977). En el área de la Hoja se puede admitir un espesor mínimo de 300 m.

Regionalmente, esta formación es muy fosilífera, identificándose asociaciones características con graptolitos, trilobites, ostrácodos, bivalvos, gasterópodos, rostroconchas, braquiópodos y

placas columnares de pelmatozoos, lo que ha permitido determinar una edad de la misma básicamente Oretaniense, aunque su techo puede alcanzar al Dobrotiviense temprano (GUTIÉRREZ-MARCO, 1986; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1990, 2002; RÁBANO, 1990; BABÍN y GUTIÉRREZ-MARCO, 1991; LEYVA, 2000; MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 2004), y el tramo basal muestra un conjunto de graptolitos (*Corynograptus*, *Expansograptus*) de edad Arenigiense terminal (MONTESERÍN *et al.*, 2016).

Las Pizarras del Río son una de las unidades más fosilíferas y difundidas en todo el territorio de la Hoja, con gran número de antecedentes paleontológicos locales (VERNEUIL y BARRANDE, 1856; MALLADA, 1884; HENKE y HUNDT, 1926; HABERFELNER, 1931; PÉREZ REGODÓN, 1966; BUTENWEG, 1968; POUPON, 1971; MÉLOU, 1975; GUTIÉRREZ-MARCO, 1986; RÁBANO, 1990; BABIN y GUTIÉRREZ-MARCO, 1991). Desde el punto de vista cronoestratigráfico, su base se sitúa todavía dentro del Arenig, tal y como ha sido constatado al norte de Huertezuelas (en la vecina Hoja de Viso del Marqués (837)) y en otras localidades centroibéricas si bien la mayor parte del espesor de las Pizarras del Río corresponde al Oretaniense (Llanvirn temprano). En este sentido, la mitad inferior de la formación contiene numerosos yacimientos de dicha edad, en los que identificamos una asociación característica con graptolitos [*Didymograptus* (*D.*) *artus* (Elles y Wood), *Expansograptus* sp.], trilobites como *Neseuretus avus* (Hammann), *Salterocoryphe sampelayoi* (Hammann), *Bathycheilus castilianus* (Hammann), *Retamaspis melendezi* (Hammann), *Kloucekia drevermanni* (Hammann), *Asaphellus toledanus* (Gil), *Ogyginus? forteyi* (Rábano), *Nobiliasaphus delessei* (Dufet) y *Ectillaenus giganteus* (Brongniart), ostrácodos [*Gracquina hispanica* (Born), *Klimphores vogelweidei* (Vannier)], moluscos bivalvos como *Babinka prima* (Barrande), *Praenucula costae* (Sharpe), *P. sharpei* (BABIN y GUTIÉRREZ-MARCO), *Redonia deshayesi* (Rouault) o *Hemiprionodonta lusitanica* (Sharpe), gasterópodos [*Sinuities hispanicus* (Born), *Tropidodiscus* sp.], rostroconchas (*Tolmachovia* sp.), braquiópodos (*Orthambonites* sp.) y placas columnares de pelmatozoos (*Cyclocyclopa*). Por otro lado, los niveles más modernos, próximos al techo de la formación, contienen una asociación paleontológica de probable edad Dobrotiviense inferior, en la cual RÁBANO (1990) cita *Phacopidina micheli* (Tromelin), y por nuestra parte identificamos: *Neseuretus cf. tristani* (Brongniart), *Colpocoryphe* sp., *Reuentalina cf. ribeiriana* (Jones), *Calix cf. cornuta* (Chauvel), *Redonia deshayesi* (Rouault) y *Lo-phospira* sp.

Durante la revisión cartográfica de esta Hoja, para la realización del Mapa Geológico 1:200.000 de Linares (MARTÍN PARRA *et al.*, 2015) una muestra tomada al E de Aldeaquemada (coordenadas UTM, X: 473.600, Y: 4.248.950), estudiada por J.C. GUTIÉRREZ-MARCO, ha aportado *Colpocoryphe rouaulti* (Henry), de edad Oretaniense superior-Dobrotiviense (probable Dobrotiviense).

#### 2.2.1.3.2. Alternancias pelítico-arenosas (11, 12, 13). Dobrotiviense

Las Pizarras del Río van incorporando progresivamente capas de areniscas y cuarcitas, más abundantes hacia techo, de manera que pasan gradualmente a un tramo con predominio areniscoso-cuarcítico (Alternancias del Caño). Por encima, un nuevo tramo pizarroso de espesor reducido (Pizarras Guindo) da paso a un conjunto cuarcítico que forma un gran resalte en la topografía (Cuarcita de Canteras o Cuarcitas Botella), si bien su edad es ya Ordovícico superior. Estos tres tramos fueron definidos, con carácter de formaciones, en el Centenillo (Jaén) por TAMAIN (1967 y 1972).

Un tramo inferior pelítico-arenoso alternante denominado Alternancias del Caño ("*El Caño Wechselfolge*") (RICHTER, 1967; BRENCHLEY *et al.*, 1986; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 2002), Cuarcitas Inferiores (TAMAIN, 1972; CHARPENTIER, 1976; RÍOS, 1977) y también Alternancias Inferiores (AGUILAR TOMÁS *et al.*, 1987) o Areniscas de Los Rasos (GUTIÉRREZ-MARCO en RÁBANO, 1980) al sur de los Montes de Toledo y en Las Villueras. Un tramo intermedio pizarroso denominado Pizarras de Guindo (HENKE, 1926; RICHTER, 1967; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 2002) o Pizarras Botella (TAMAIN, 1972; CHARPENTIER, 1976; PERAN, 1971; RÍOS, 1977) y un tramo superior cuarcítico denominado Cuarcitas Botella (TAMAIN, 1972; CHARPENTIER, 1976; PERAN, 1971; RÍOS, 1977 y GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 2002), Cuarcitas del Guindo (HENKE, 1926; RICHTER, 1967) o Cuarcitas Cantera (ALMELA *et al.*, 1962).

Durante los trabajos para la realización de la Hoja, se han podido diferenciar cartográficamente estas unidades en la mayoría del área, sólo no se ha conseguido en el núcleo y flanco S del Sinforme de la Sierra del Sotillo y en el Anticlinal de la Loma del Bachiller.

Estos materiales adquieren buen desarrollo en el flanco sur del anticlinorio de Despeñaperros, en la Sierra del Sotillo, en las elevaciones al norte de la Casa de la Alameda, y a lo largo del límite norte de la Hoja.

Estos tres conjuntos litológicos carecen en muchos casos de contactos precisos, continuidad lateral (excepto el superior), o tienen escaso desarrollo, por lo que en algunos sectores se han agrupado los dos primeros, como alternancias de areniscas y pizarras indiferenciadas (Alternancias de Canteras -, ALMELA *et al.*, 1962) dentro de la unidad 11.

La descripción litológica de cada una de las 3 unidades de este conjunto se realiza a continuación.

#### 2.2.1.3.3. Alternancias de areniscas y pizarras. Alternancia de Canteras (Fm Alternancias del Caño + Pizarras Guindo). Dobrotiviense inferior

Las Alternancias del Caño (RICHTER, 1967; BRENCHLEY *et al.*, 1986) equivalen a las Cuarcitas inferiores de TAMAIN (1972) o a la Alternancia inferior de los autores alemanes y a las Areniscas de los Rasos.

Presentan un contacto transicional con las Pizarras del Río infrayacentes. Están formadas por una alternancia de paquetes decimétricos (10-20 cm hasta 50 cm) de areniscas blanquecinas, verde-grisáceas o marrones, micáceas, a veces con laminaciones, y con *ripples* a techo; con bioturbación muy abundante, y pizarras limolíticas finamente laminadas. La proporción de areniscas frente a pizarras aumenta progresivamente hacia techo.

La petrografía de las muestras recogidas en las areniscas es muy uniforme. En general, son cuarzoarenitas de grano medio a fino con matriz escasa de tipo sericítico-caolínítico y cemento silíceo. Como accesorios suelen tener abundantes minerales pesados como opacos, circón y turmalina. En Hojas vecinas se citan también, apatito, micas y sulfuros (LEYVA, 2000). Este autor indica que la matriz filosilicatada procede en su mayoría de la alteración de los feldespatos. Una característica composicional destacable en estas alternancias para LEYVA (2000), es la ausencia prácticamente generalizada de feldespatos y de fragmentos líticos (metamórficas, volcánicas, etc.

Las pizarras son grises oscuras y están formadas por pequeños granos de cuarzo y moscovita envueltos por abundante matriz sericítica y materia carbonosa.

LEYVA (2000), en un sector situado inmediatamente al E de esta Hoja, describe las siguientes subfacies:

- I. Bancos y cuerpos de espesor métrico constituidos por areniscas cuarcíticas de grano medio a fino y color gris amarillento en secuenciales con estructuras *hummocky* (HCS) de orden métrico separadas por láminas o capas milimétricas de siliciclásticos de grano muy fino o amalgamadas. Las secuencias HCS son normalmente de tipo BPHM y BPH, con un contacto muy neto entre las areniscas y las lutitas del término M. La longitud de onda de los *hummocks* medida en algunas secuencias, oscila entre 40 a 95 cm. Es frecuente la presencia, en la base de estas secuencias, de marcas de corriente esencialmente *prod* y *bounce* y menos frecuentes *flute cast*.
- II. La facies litológica más común en esta formación son secuencias HCS de orden decimétrico (30 a 50 cm) y de tipo PHXM y PHM. En las secuencias con término M, el tránsito es menos neto que en el grupo de facies anterior mostrando estratificación *linsen-flaser*. La longitud de onda de los *hummocks* varía entre 80 y 125 cm. En general, la relación arena/lutita está próxima a la unidad.

En la estructuración general de esta formación, hacia los tramos de techo, en las facies descritas, se produce una amalgamación de capas decimétricas a métricas, con morfología ondulada y cuya estructura más visible es la *hummocky*. Estas barras de areniscas cuarcíticas de espesores métricos a decamétricos pueden alcanzar extensiones kilométricas.

- III. Las constituidas por secuencias elementales de espesor centimétrico a decimétrico, con estructuración interna asimilable a las facies turbidíticas ( $C_2$  y  $D_1$ ) en el sentido de MUTTI (1979) y MUTTI y NORMARK (1991). La relación arena/lutita es próxima a la unidad.
- IV. Las constituidas por secuencias elementales de orden centimétrico a milimétrico con términos en arena muy fina, limos y fangos, en las que difícilmente puede observarse el término gradado  $Ta$  sobre el que se depositan los términos diluidos  $Tbe$ . Serían asimilables a las facies  $D_2$  ( $F_9$ ) y  $D_3$ , MUTTI (*op. cit.*). Estas secuencias, de color blanco amarillento, alternan o intercalan otras con espesores inferiores a 2-3 cm constituidas por siliciclástico de grano muy fino (arena + limo) y fangos gris oscuro a negro. La relación arena+limo/lutita es muy inferior a la unidad. Los siliciclásticos de grano fino muestran geometrías plano-paralelas en su base y ondulantes a *flaser* a techo. Normalmente este último grupo de facies se observa en campo como un bandeo rítmico de orden centimétrico en colores blanco amarillentos y gris oscuro a negros.

La bioturbación y las estructuras hidroplásticas afectan a estos materiales, a veces de forma intensa.

El conjunto de las Alternancias de El Caño constituye una megasecuencia grano y estratocreciente (LEYVA, 2000), se hace corresponder con la formación de lóbulos arenosos en el *offshore* proximal en una plataforma siliciclástica con dominio de tormentas, como resultado de la pro-

gradación de los ambientes de plataforma interna, de batimetría próxima al nivel de base del oleaje, sobre los de plataforma externa-talud.

Su potencia es muy variable, desde 50 a 220 m.

Basándose en la fauna de trilobites y braquiópodos, los primeros estudios en áreas próximas determinaron una edad Llandeilo medio para el tramo (BUTENWEG, 1968; POUPON, 1971 y TAMAIN, 1972 entre otros). Posteriormente, otros autores (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1984; RÁBANO, 1989) precisan un intervalo más restringido debido a la presencia de *Heterorthis morgatensis* (Melou), cuya extensión vertical abarca desde el Llanvirn superior tardío hasta el Llandeilo inferior temprano. Los estudios de graptolites confirman la edad Llandeilo inferior temprano, pero GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (1984) advierten la existencia de una marcada diacronía, sobre todo en el límite inferior de la unidad.

En las vecinas Hojas 839 y 864 (MATAS *et al.*, 2009 a y b ) los afloramientos de esta formación han proporcionado abundantes restos fósiles, especialmente en una estación realizada en el límite de ambas Hojas; donde se determinan: *Crozonaspis cf. incerta* (Deslongchamps), *Morgatthis primitiva*? (HAMMANN), *Neseuretus henkei* (HAMMANN) (areniscas), *Ectillaenus* sp., *Heterorthis morgatensis* (MÉLOU), *Eorhipidomella musculosa* (MÉLOU), *Cadomia britannica* (BABIN), *Hemiprionodonta lusitanica* (SHARPE), *Cardiolaria beirensis* (SHARPE), *Praenucula sharpei* (BABIN y GUTIÉRREZ-MARCO), *Praenucula costae* (SHARPE), *Quadrijugator marcoi* (VANNIER), *Reuentalina cf. ribeiriana* (JONES) y *Medianella*? sp. HAMMANN (1983) añade también *Eohomalomonotus szdzyi* (HAMMANN y HENRY). Esta asociación de trilobites, braquiópodos, bivalvos y ostrácodos indica una edad Dobrotiviense inferior, correspondiente a la parte inferior y media de la Biozona de *Placoparia tournemini*.

Por otra parte, en la vecina Hoja de Viso del Marqués (837) (situada al NO), MONTESERÍN *et al.* (2016) citan cerca del techo de esta unidad la presencia de: *Crozonaspis incerta* (Deslongchamps), *Neseuretus henkei* (HAMMANN), *Colpocoryphe* sp., *Asaphina* indet. y *Heterorthis kerfornei* (MÉLOU), que junto a otros trilobites, moluscos y conodontos mencionados para la misma localidad por RÁBANO (1990), BABIN y GUTIÉRREZ-MARCO (1991) y SARMIENTO *et al.* (1995), respectivamente, apoyan una edad Dobrotiviense inferior para el conjunto de la unidad.

En el área de la Hoja, las Alternancias del Caño han aportado únicamente icnofósiles como *Palaeophycus* sp y *Cruziana*? sp., o bien raros horizontes lumaquéllicos lenticulares con *Cardiolaria beirensis* (SHARPE), *Redonia deshaysi* (ROUAULT), *Praenucula*? sp., *Neseuretus* sp., *Crozonaspis* sp., *Ectillaenus* sp. y *Heterorthis cf. morgatensis* (MÉLOU).

El conjunto de la unidad se enmarca, por tanto, en el Dobrotiviense inferior (Llandeiliense temprano).

#### 2.2.1.3.4. Pizarras con intercalaciones de areniscas (12). Pizarras Guindo. Dobrotiviense inferior alto-Dobrotiviense superior

Su nombre proviene del de un pozo minero en Los Guindos (Jaén), y fue utilizado por HENKE (1926). Es aplicable a Sierra Morena Oriental, y equivale a los Esquistos Botella de TAMAIN (1967 y 1972) en El Centenillo (Jaén).

Constituyen un tramo pizarroso intercalado entre las areniscas de las Alternancias de El Caño infrayacentes y las Cuarcitas Botella suprayacentes. La abundancia de recubrimientos y el escaso o nulo resalte morfológico que dan las Alternancias de El Caño hacen que en ocasiones resulte difícil precisar la posición de sus límites, habiendo sido agrupadas con estas en la cartografía en ese caso (unidad 11).

Están constituidas por pizarras oscuras, gris-azuladas a negras, en ocasiones limolíticas y micáceas, frecuentemente con nódulos negros centimétricos rellenos de sulfuros y/o restos fósiles. Muestran intercalaciones de areniscas finas, que hacia techo pueden ser muy abundantes en algunos sectores, dando lugar a una alternancia pizarra-cuarcita que pasa gradualmente a la Fm Cuarcitas Botella suprayacente.

Petrográficamente, estas litologías no difieren de las observadas en las Pizarras del Río.

LEYVA (2000), distingue en esta unidad en un sector inmediatamente al E una subfacies principal (A) lutítica (pizarras), que es la más representada en esta unidad.

Se trata de una alternancia de pizarras gris azuladas y/o negras con capas o láminas de limolitas. En general, muestran un aspecto de tableado centi a decimétrico a tramos masivos con estructuras *pillow*. Los tramos tableados tienen una finísima laminación limolítica con laminación paralela de alto flujo (*shear sorting*). La macrofauna se presenta normalmente como acúmulos lumaquélcos de espesores centi a decimétricos, generalmente con matriz pizarrosa, si bien no es raro la presencia de lumaquelas decimétricas cuyo cemento es de tipo carbonatado y ferroso. Lateralmente, en alguna de estas capas se ha observado la presencia de material volcánico (vulcanoclastos) de composición básica, asociado a estos niveles lumaquélcos.

Con carácter minoritario describe en ese sector, una facies heterolítica (B) con dos subfacies. La subfacies B1 está constituida por secuencias elementales de orden centi a decimétrico constituidas por alternancia de cuarzoarenitas y/o subarcosas de grano muy fino, y color gris oscuro, con fangolita y lutitas (pizarras) de color negro; siendo las secuencias más comunes de tipo HCS, incompletas (faltando los términos B y P), con *hummockies* de longitud centimétrica, y en el término M, es frecuente encontrar bioturbación y macrofauna dispersa.

La subfacies B2 está asociada o en alternancia con la secuencia B1 se encuentran otras de espesores y relación arena/pelita menor que la anterior y cuya única diferencia visual estriba en la ausencia, de estructura *hummocky* en el término arenoso. Por lo general, en campo, sólo se observa laminación paralela y esporádicamente, laminación cruzada de *ripples*. En sólo una localidad se han visto capas con microeslumpamientos y "laminación convoluta". Cuando el afloramiento es de buena calidad pueden observarse capas finamente gradadas y estructuras *linsen*. En general se trata de secuencias generadas por corrientes de turbidez y asimilables a las facies D<sub>3</sub> ó F<sub>9</sub> de MUTTI (*op. cit.*). En este caso la macrofauna es muy escasa y la bioturbación intensa en los términos pelíticos.

El tránsito de esta formación a las Cuarcitas Botella es una alternancia de areniscas cuarcíticas y pizarras en la que puede identificarse una secuencia elemental que es la que lo constituye con su acumulo repetitivo. La secuencia de espesor decimétrico es del grupo de las HCS de grano medio-fino, del tipo PHM y PHFM (WALKER, 1982, 1984), con estructuras *hummocks* con



longitud de onda de 50 a 80 cm. En todos los casos, el término M está bien desarrollado, con bioturbación abundante y fauna dispersa.

Para LEYVA (2000), en el sector al E de esta Hoja, la Formación Pizarras Guindo, de muro a techo, se estructura en dos megasecuencias grano y estrato creciente cuyos términos lutítico-fangolíticos (pizarras) son muy ricos en fauna, nódulos ferroso-fosfatados y parches de carbonatos bioclásticos gradados. Los términos heterolíticos son facies tempestíticas, desde las de afinidad turbidítica a las tempestitas con HCS y longitud de onda métrica, hacia techo de la formación. El conjunto de ambas megasecuencias configuran un ciclo de facies complejo grano y estrato creciente (CUS), que podría constituir los depósitos de nivel de mar bajo del *Shelf margin system tract* (SST) de una nueva secuencia deposicional. Las capas lumaquéllicas con cemento ferruginoso-fosfatado del tercer tramo tienen características de depósitos de cortejo transgresivo y por tanto, encuadrables en un posible “*Transgressive System Tract*” (TST).

Las Pizarras Guindo se interpretan como sedimentos de mar abierto (plataforma externa), que se somerizan hasta el nivel del oleaje de tormenta.

La potencia de las Pizarras Guindo es variable, aunque en general, se sitúa en torno a 70-50 m.

Las Pizarras Guindo es la unidad litológica ordovícica más rica en fósiles de la ZCI meridional y por tanto, posiblemente la más conocida y con mayor número de referencias bibliográficas. Constituye un nivel guía.

En las vecinas Hojas Torre de Juan Abad (839) (MATAS *et al.*, 2009b) y Santa Cruz de Mudela (838) (MATAS *et al.*, 2016), se ha determinado en la parte baja de la Formación, la presencia en este tramo inferior, de abundantes **braquiópodos** como *Heterorthina kerfornei* (MÉLOU), *Heterorthina morgatensis* (MÉLOU), *Eorhipidomella muscosa* (MÉLOU), *Howellites cf. hammanni* (VILLAS), *Crozonorthis muscosa* (MÉLOU), *Isabelella fascicostulata* (REYES y VILLAS) y *Aegiromena mariana* (DROT); **trilobites**: *Neseuretus tristani* (BRONGNIART), *Neseuretus henkei* (HAMMANN), *Placoparia cf. tournemini* (ROUAULT), *Colpocoryphe rouaulti* (HENRY), *Salterocoryphe* sp., *Phacopidina cf. micheli* (HENRY), *Ectillaenus* sp., y *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER), entre otros; **moluscos bivalvos**: *Cardiolaria beirensis* (SHARPE), *Praenucula costae* (SHARPE), *P. sharpei* (BABIN y GUTIÉRREZ-MARCO), *Hemiprionodonta lusitanica* (SHARPE), *Myoplusia bilunata perdentata* (BARRANDE), *Dulcineaia manchegana* (BABIN y GUTIÉRREZ-MARCO), *Redonia deshaysi* (ROUAULT), *Morgatia hupei* (NION y HENRY), *Coxixonchia britannica* (ROUAULT) y *Sinuities* sp.; **rostroconchas** (*Ribeiria* sp.); **gasterópodos**: *Clathrospira bussacensis* (SHARPE), *Tropidodiscus pusillus* (BARRANDE) y *Tropidodiscus?* sp.; **hyolitidos** (*Elegantilites* sp.); **equinodermos** (*diploporitos* indeterminables) e **icnofósiles**: *Tomaculum problematicum* (Groom).

La asociación señala puntualmente una edad Dobrotiviense inferior terminal (Biozona *P. Tournemini*, Sub-biozona de *Morgatia hupei*).

El resto de la unidad, en las Hojas citadas 839 y 838, corresponde al Dobrotiviense superior (Biozona de *Placoparia bomi*), y en numerosos puntos se identifican: *Placoparia (Coplacoparia) bomi* (HAMMANN), *Neseuretus tristani* (BRONGNIART), *Neseuretus cf. henkei* (HAMMANN), *Colpocoryphe rouaulti* (HENRY), *Plaesiacomia oehlerti* (KERFORNE), *Phacopidina micheli* (TROMELIN), *Phacopidina* sp., *Crozonaspis cf. struvei* (HENRY), *Eodalanitina* sp., *Nobiliasaphus hammanni*

(RÁBANO), *Nobiliasaphus cf. nobilis* (BARRANDE), *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER), *Heterorthina kerfomei* (MÉLOU), *Howellites hammanni* (VILLAS), *Eorhipidomella musculosa* (MÉLOU), *Myoplusia bilunata perdentata* (BARRANDE), *Hemiprionodonta lusitanica* (SHARPE), *Redonia deshayesi* (ROUAULT), *Cardiolaria beirensis* (SHARPE), *Praenucula costae* (SHARPE), *Ribeiria pholadiformis* (SHARPE), *Quadrijugator marcoi* (VANNIER), *Lardeuxella bussacensis* (JONES), *Reuentalina ribeiriana* (JONES), *Quadrertia (Krutatia) tromelini* (VANNIER) y Schallreuter, *Conchoprimitia?* sp., *Medianella* sp. y equinodermos (*Diploporita* indet. y placas columnares de crinoideos).

En el área de la Hoja las muestras tomadas en la realización de la misma han aportado numerosos fósiles, destacando sobre todo la presencia de abundantes braquiópodos como *Aegiromena mariana* (DROT), *Heterorthina kerfomei* (MÉLOU) y *Eorhipidomella musculosa* (MÉLOU); trilobites: *Neseuretus tristani* (Brongniart) y *Ectillaenus giganteus* (Burmeister), entre otros; moluscos y equinodermos, citados también por BUTENWEG (1968), POUPON (1971) y MÉLOU (1973, 1975, 1976).

Durante la revisión cartográfica posterior, nuevas muestras tomadas han aportado además de los citados, los siguientes trilobites: *Plaesiacomia oehlerti* (KERFORNE), *Colpocoryphe rouaulti* (HENRY), *Selenopeltis* sp., *Asaphina* indet., *Placoparia* sp., *Plaesiacomia* sp., *Eodalmanitina* sp. y *Morgatia* sp.; moluscos: *Myoplusia bilunata perdentata* (BARRANDE) y *Praenucula costae* (SHARPE); ostrácodos: *Quadrijugator marcoi* Vannier, *Medianella?* sp. y *Lardeuxella bussacensis* (JONES); hyolitidos: *Gompholites* sp.

Todos estos datos confirman que la edad de la unidad comprende regionalmente el límite Dobrotiviense inferior/Dobrotiviense superior.

#### 2.2.1.4. Ordovícico superior

Las unidades litológicas atribuidas al Ordovícico superior tienen una buena representación litológica y cartográfica en esta Hoja.

Aunque en las descripciones que se harán a continuación de las distintas unidades diferenciadas, se precisará con detalle sus características estratigráficas, como hechos identificativos más comunes para todo el Ordovícico superior, puede reseñarse los siguientes:

En comparación con el Ordovícico inferior, las formaciones del superior tienen igualmente una constitución heterolítica pero con un predominio más acusado de los siliciclásticos de grano medio y grueso (arena).

En tanto que en el Ordovícico inferior la uniformidad litológica de las formaciones sería el rasgo más destacado, en el superior, además de una mayor diversidad litológica, las formaciones que lo integran muestran cambios laterales de facies y variaciones de espesor, a veces espectaculares, e indicativos de los fenómenos tectosedimentarios que afectaron profundamente a la cuenca de sedimentación durante el depósito de este registro sedimentario.

#### 2.2.1.4.1. Cuarcitas (13). Cuarcitas Botella. Dobrotiviense superior-Berouniense basal

En paso gradual con las Pizarras Guindo infrayacentes, se tiene una formación de constitución casi exclusivamente arenosa, que fue denominada "Cuarcitas Botella", TAMAIN (1967, 1972), nombre derivado del pozo minero Botella en El Centenillo (Jaén). Equivale a las Cuarcitas de El Guindo (HENKE, 1926; RICHTER, 1967), a la Cuarcita Canteras de Almadén (ALMELA *et al.*, 1962) y a las "Areniscas de Retuerta" (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1984). En los Montes de Toledo y Las Villuercas son las Cuarcitas de la Peña de la Cierva, menos potentes y más arenosas que cuarcíticas.

Se trata de un nivel característico que puede dar resaltes topográficos, aunque no tan acen tuados como en las otras formaciones cuarcíticas de la sucesión ordovícico-silúrica ("Cuarcita Armoricana" y "Cuarcita del Criadero").

Es un conjunto arenoso-cuarcítico, formado en la base por un tramo de alternancia de niveles decimétricos de areniscas cuarcíticas de color beige y gris-verdoso, y pizarras limolíticas y lutíticas de color gris-verdoso; y un tramo superior de cuarcitas masivas blancas o gris claro a beige en bancos métricos y decimétricos, a veces con morfología lenticular, que alternan con areniscas arcósi cas y areniscas micáceas que parecen hacerse más frecuentes a techo, y escasas intercalaciones lutíticas. El carácter más arenoso y menos cuarcítico parece aumentar hacia el norte y el este de la Hoja.

En las intercalaciones centimétricas de pizarra gris se observa en algunos casos bioturbación.

En lámina delgada, los términos arenosos se clasifican como cuarcitas, metaarcosas y metasubarcosas. Presentan una textura blastosamítica. Están formadas, fundamentalmente, por cuarzo monocristalino, y en menor proporción feldespato potásico, biotita, moscovita y en ocasiones, matriz arcillosa y cuarzo policristalino. Como accesorios se encuentran: turmalina, circón, y opacos.

Se observan estructuras internas de laminación paralela, estratificación cruzada *hummocky* y laminación ondulada con *ripples* de oscilación a techo, representando secuencias de energía decreciente. Los bancos forman *sets* de estratificación cruzada a escala métrica.

REY *et al.* (2005) miden localmente paleocorrientes dirigidas al norte en laminación cruzada unidireccional.

LEYVA (2000) distingue, en las Hojas situadas inmediatamente al E, dos subfacies:

Una constituida por secuencias decimétricas a métricas del grupo de facies de los *hummocky* de grano medio a fino, en las que se definen secuencias PH, PHX y HX amalgamadas. Es frecuente que se ordenen en el sentido descrito, constituyendo un conjunto estrato creciente con bancos en los que los *hummocks* tienen longitud de onda superior a los 1,5 m. Las secuencias con término X, conservado, son más frecuentes según se sube en la serie, mostrando techos de *ripples* en algunas localidades.

La segunda subfacies arenosa la constituyen areniscas cuarcíticas y cuarzoarenitas de grano medio, en capas decimétricas a bancos, con numerosas cicatrices de amalgamación, estratificación

cruzada plana de ángulo variable y litosomas con morfología de *megaripples*. En las cicatrices de amalgamación se encuentran nódulos centimétricos con orla ferrosa y núcleo fosfático y bioclastos fosfatizados y nodulizados.

La presencia de feldespatos en porcentajes significativos, mayoritariamente potásicos, junto al predominio de la matriz caolinítica, son para LEYVA (2000) dos datos relevantes dentro de la petrografía de las formaciones ordovícicas, ya que el resto de los litosomas arenosos del Ordovícico inferior aflorante no contienen feldespatos en porcentajes significativos. La presencia de caolín como componente principal de la matriz, es indicativo de una actividad volcánica intracuenca o en su proximidad. El conjunto de ambos datos que definen una inmadurez de estas facies arenosas, respecto a las de unidades anteriores, confirma, para este autor, la posibilidad de que al menos el miembro superior de las Cuarcitas Botella constituya el conjunto de secuencias progradacionales del *Highstand Systems Tract* (HST) de la secuencia deposicional que comenzó con las Pizarras Guindo.

La facies descritas se estructuran en una megasecuencia grano y estrato creciente compleja, “coarsening and thickening-upward sequence”, en la que se pasa de depósitos de *offshore* proximal en su base a facies de *shoreface* y *foreshore* en las cuarcitas ferruginosas de techo.

La sucesión se ha interpretado como barras arenosas de plataforma abierta con influencia de tormentas. Con las “Pizarras Guindo”, las “Cuarcitas Botella” forma una secuencia granocreciente, donde el tramo inferior representaría una secuencia de progradación, mientras que el tramo superior constituiría una secuencia de acumulación y apilamiento (LILLO, 1992).

Se ha estimado un espesor de 60 m en la sección de arroyo Palanco, aunque en otra sección en el barranco del río Grande (minas de Los Curas), en el límite norte de la Hoja de La Carolina (884) se ha medido una potencia de 150 m.

Las Cuarcitas Botella han proporcionado en su parte inferior diversos yacimientos fosilíferos, estudiados dentro de la Hoja por BUTENWEG (1968), POUPON (1971), CARRÉ *et al.* (1971), MÉLOU (1975), HAMMANN y HENRY (1978), HAMMANN (1983), RÁBANO (1990) y BABIN y GUTIÉRREZ-MARCO (1991). Los restos corresponden esencialmente a trilobites, braquiópodos y raros moluscos, entre los que se determinaron: *Eohomalonotus brongniarti* (Deslongchamps), *E. vicaryi* (SALTER), *E. sdzuyi* (HAMMANN y HENRY), *Iberocoryphe verneulli* (HAMMANN), *Iberocoryphe* n. sp. aff. *fugitiva* (TROMELIN), *Kerfornella brevicaudata* (DESLONGCHAMPS), *Plaesiacomia oehlerti* (DESLONGCHAMPS), *Neseuretus henkei* (HAMMANN), *Crozonaspis incerta* (DESLONGCHAMPS), *C. armata* (HAMMANN), *Heterorthina kerfornei* (MÉLOU), *Eorhipidomella* cf. *musculosa* (MÉLOU), *Cardiolaria beirensis* (SHARPE) y *Coxiconchia* cf. *britannica* (ROUAULT). La edad de esta asociación es claramente Dobrotiviense (aprox.= Llandeiliense).

Por otra parte, MATAS *et al.* (2016) citan en la vecina Hoja de Santa Cruz de Mudela (838), un registro paleontológico en la parte inferior de la unidad, donde se recolectó: *Tissintia* sp., *Ribeiria* sp., *Eohomalonotus* sp., *Tropidodiscus?* sp. y restos de hyolítidos, que corroboran la adscripción regional de las Cuarcitas Botella al Dobrotiviense superior (aprox.= Llandeiliense terminal) según SAN JOSÉ *et al.* (1992). Además en la Hoja de El Viso del Marqués (837) (MONTESERIN *et al.*, 2016), la unidad ha proporcionado en su parte basal algunos conodontos dobrotivienses (SARMIENTO *et al.*, 1995).

Por tanto la Formación se asigna regionalmente a la parte alta del Dobrotiviense superior.

#### 2.2.1.4.2. Pizarras (14). Pizarras de Canteras. Dobrotiviense terminal-Berouniense inferior/Caradoc

El nombre procede de la terminología establecida por TAMAIN (1967, 1972) y TAMAIN *et al.* (1969) en El Centenillo (Jaén) y fue adoptada por otros autores posteriores (PERAN 1971; CHARPENTIER, 1976; RÍOS, 1977; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 2002). También se conocen como Pizarras con *Orthis* (*Orthis Schiefer* de RICHTER, 1967), Argilitas Intermedias (SAUPE, 1971) o Pizarras con *Onnia* (HAMMANN *et al.*, 1982). Forman el tramo basal pizarroso que junto con un tramo superior formado por limolitas, areniscas y cuarcitas, denominado *Orthis Wechsellagerung* por los autores alemanes (HENKE, 1926; RICHTER, 1967; BUTENWEG, 1968) equivalen a las Capas con *Orthis* (*Orthis Schichten*) de los mismos.

Estos dos tramos se han diferenciado cartográficamente en la Sierra de Sotillo, lomas de Don Rodrigo-cerro de Los Canjorros, arroyo de Los Tejos-Colmenar de La Ballestera, etc. En el sector de arroyo Palanco próximo al límite sur de la Hoja, se han agrupado como unidad compresiva.

Producen zonas deprimidas y en algún caso alomadas muy suavemente.

Las Pizarras de Canteras están formadas por alternancias de pizarras grises, limolitas gris-verdosas y areniscas micáceas finamente laminadas (microritmitas), que hacia techo intercalan niveles centi- y decimétricos de areniscas cuarcíticas de color ocre verdoso, dando un contacto transicional con los Bancos Mixtos suprayacentes. La base de las Pizarras de Canteras muestra un contacto neto con las Cuarcitas Botella infrayacentes.

RICHTER (1967) cita la presencia de niveles volcánicos (tobas) al SE de El Centenillo.

LEYVA (2000) diferencia en este sector del DCEG dos facies, ambas de carácter heterolítico. La facies predominante es la constituida por lutitas y fangolitas algo micáceas, de masivas a estratificación difusa, ricas en sulfuros y materia orgánica y cuya alteración da la pátina blanco-amari-llenta de estos depósitos. Como subfacies de la descrita, considera las intercalaciones milimétricas, progresivamente más abundantes, que ocasionan el aspecto microlaminado, característico de estos tramos basales. Se aprecia laminación paralela de "shear sorting" y estructuras "linsen", y en algún caso puede apreciarse bioturbaciones. Se trata de secuencias turbidíticas de facies D3 ó F9, MUTTI (*op. cit.*).

En el tramo de techo se intercalan secuencias centimétricas (3 a 5 cm) con relación arena/pelita  $\leq 1$  en la que se aprecia gradación/laminación paralela y de *ripples* y bioturbación en el término pelítico. Son secuencias de afinidad turbidítica asimilables a facies D2 ó F8 de MUTTI (*op. cit.*). Estas facies granodecrecientes se estructuran en una megasecuencia grano y estratocreciente que pasa, de forma absolutamente gradual, a la formación superior (Bancos Mixtos). LEYVA (2000) establece el límite entre ambas formaciones cuando las capas de areniscas son de orden decimétrico y muestran estructuras *hummocky*.

La megasecuencia descrita, configura, para el citado autor, un modelo sedimentario con depósitos turbidíticos siempre por debajo del nivel de ola, propios o bien "offshore" distal de una

plataforma siliciclástica con dominio de tormenta o bien de zona de lóbulo externo de un abanico turbidítico.

En lámina delgada, los términos pizarrosos (metapelitas) presentan una textura blastopelítica, formada fundamentalmente por cuarzo, feldespatos, filosilicatos y óxidos. En ocasiones, se observan clastos de morfologías aplastadas que alcanzan 0,50 mm de largo, totalmente caolinizados. Los términos limolíticos se clasifican como meta(cuarzo)grauvacas, destacándose en su composición los minerales de cuarzo, moscovita, plagioclasa, feldespato potásico, clorita, y óxidos/hidróxidos de hierro. Los términos areniscosos se clasifican como metarcosas/metagrauvacas (matriz > 15%) y presentan textura blastosamítica, estando formadas mayoritariamente por cuarzo, moscovita, feldespato, plagioclasa, aunque estos dos últimos minerales se hallan prácticamente sericitizados en su totalidad, y cantidades variables de clorita. Como accesorios se encuentran turmalina, opacos y pirita. Las areniscas cuarcíticas se clasifican como metarenitas arcósicas, y están compuestas fundamentalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, encontrándose los feldespatos muy alterados a caolinita y sericita.

Se estima una potencia de unos 20-25 m para las “Pizarras de Canteras” (TAMAIN, 1972).

Las Pizarras de Canteras no han proporcionado fósiles dentro de la Hoja, pero a partir de los hallazgos efectuados en las Hojas vecinas de Torre de Juan Abad, Bienservida, Santa Elena y Viso del Marqués, su edad correspondería al Caradoc inferior y medio (Berouniense). En esta última, MONTESERÍN *et al.* (2016), observan un horizonte oolítico ferruginoso con *Heliocrinites*, que proporciona fauna Viniciense (Caradoc), similar a un horizonte microconglomerático con fosfatos y carbonatos oolíticos, descrito en el tercio inferior de la unidad en el sector de Corral de Calatrava por diversos autores (GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO, 1987; PARIS, 1981; PORTERO y DABRIO, 1988; PORTERO *et al.*, 1988) que se interpreta como un nivel de removilización que representa una laguna estratigráfica intra-Caradoc inferior de poca entidad que abarca el límite Harnagiense-Soudleyense.

#### 2.2.1.4.3. Alternancia de pizarras, areniscas y cuarcitas (15). Bancos mixtos. Berouniense/Caradoc-Ashgill basal

El nombre procede de la terminología establecida por TAMAIN (1967, 1972) en El Centenillo (Jaén) y fue adoptada por otros autores posteriores (PERAN 1971; CHARPENTIER, 1976; RÍOS, 1977; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 2002). También se conocen como Alternancias de *Orthis* (*Orthis Wechsellagerung*, de RICHTER, 1967) y Alternancias superiores (SAUPÉ, 1973). Forman el tramo superior pelítico-arenoso que junto con el tramo inferior pizarroso, denominado Pizarras con *Orthis* (*Orthis Schiefer* de RICHTER, 1967), equivalen a las Capas con *Orthis* (*Orthis Schichten*) de los autores alemanes (HENKE, 1926; RICHTER, 1967; BUTENWEG, 1968).

Los Bancos Mixtos están formados por alternancias, con frecuencia rítmicas, de areniscas de tonalidades beige-amarillentas a verdosas en niveles decimétricos (10-30 cm y ocasionalmente casi 1 m), niveles centi- a decimétricos de pizarras arenosas ocre micáceas, pasadas centi- y decimétricas de limolitas finamente laminadas (microrritmitas) y pizarras satinadas gris verdosas. Los espesores de los bancos cuarcíticos y areniscosos son muy regulares, al menos a escala de afloramiento, dando un aspecto tableado característico de esta formación.

A techo de los Bancos Mixtos aparece un tramo de 5 a 30 m de potencia de niveles lumaquélicos muy característicos (las "lumaquelas terminales" de TAMAIN, 1972 y POUPON, 1971), de extensión regional, que constituye una excelente isócrona del Ordovícico superior (GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO, 1987). Es un tramo de areniscas amarillentas con finos horizontes limonitizados y lumaquelas intercaladas, con gran cantidad de restos de braquiópodos y trilobites.

Los "Bancos Mixtos" muestran secuencias decimétricas de areniscas con laminaciones planares y *hummocky*, en ocasiones amalgamadas que pasan a techo a pizarras arenosas y limolitas con *ripples* de corriente y de oscilación, finalizando en ocasiones con lutitas finamente laminadas con bioturbación. LILLO (1992) ha interpretado a todo el conjunto de la unidad como el resultado de la progradación y acumulación de depósitos de ambientes de plataforma interna afectados por la acción de tormentas y muy próximos al nivel de base del oleaje. Durante la realización de la Hoja, se han detectado cambios batimétricos que se han interpretado en relación a oscilaciones eustáticas.

LEYVA (2000) establece con carácter general para un sector situado inmediatamente al E de este área que el registro sedimentario de esta unidad, muestra dos barras arenosas, en posición estratigráfica intermedia y a techo, respectivamente, que subdividen la formación en dos grandes tramos o megasecuencias, cuyo espesor, constitución y estructuración secuencial son equiparables. La barra cuarcítica intermedia fue denominada "Cuarcita de Arcas" por KETTEL (*op. cit.*) y la superior es la ya descrita como "Lumaquelas terminales". Como norma, ambas barras suelen tener espesores decamétricos. A nivel regional este autor diferencia dos facies características que conforman la práctica totalidad de los depósitos:

La facies más representativa es la constituida por una secuencia elemental de espesor decimétrico (30 a 50 cm) con una relación arena/lutita próxima a la unidad. Se trata de secuencias granodecrecientes con estructuras internas *hummocks* y *swales*, laminación paralela y de *ripples* de ola, estructuras *linsen* y bioturbación intensa en las fangolitas y lutitas. Son facies del grupo de los *hummocky* de grano medio, WALKER *et al.* (*op. cit.*).

La otra facies es la que constituye las 2 grandes barras y puede considerarse una subfacies de la anterior. Se trata de secuencias decimétricas a métricas en areniscas de grano medio amalgamadas por pérdida del término M, y en numerosas ocasiones el X, dando lugar a capas acrecionadas con estructuras *hummocky* de longitudes de onda de orden métrico, con geometría ondulada. En la barra superior, por otra parte, en numerosas capas de este tipo aparece un término inferior asimilable al B de estas secuencias tempestíticas constituido por acúmulos de fauna limonitizada junto a nódulos ferruginosos con núcleo arenoso, nódulos fosfatados, *mud chips*, etc. En estos casos la base de las secuencias es algo erosiva.

Hacia techo de esta barra superior, LEYVA (2000) observa capas métricas lumaquélicas constituidas por términos P con grosa granoclasificación y abundantes clastos ferrificados y/o fosfatados.

El tramo inmediatamente suprayacente a la "Cuarcita de Arcas", está constituido por un acúmulo de secuencias centimétricas a decimétricas en las que se alternan con carácter rítmico capas de areniscas de grano muy fino, limolitas arenoso-micáceas de color ocre amarillento y lutitas gris oscuras. La relación arena/pelita es próxima a la unidad o algo inferior. Se observa laminación ondulada, lenticular y *flaser*. En los trenes de *ripples* de corriente son frecuentes las capas

microeslumpadas separadas por láminas de lutita negra interestratificadas. La bioturbación es tan intensa que puntualmente borra las superficies de estratificación y cualquiera de las estructuras descritas (LEYVA, 2000).

Para LEYVA (2000) este tramo, tanto por su litología como por sus estructuras sedimentarias, podrían ser depósitos de la parte externa del *offshore*.

En este área, los Bancos Mixtos tienen una gran variabilidad en su espesor. Se estima una potencia en esta Hoja de 150-170 m (TAMAIN, 1972).

Los Bancos Mixtos son una de las unidades más fosilíferas de todo el Ordovícico Centroibérico, especialmente los niveles conocidos como “lumaquelas terminales” representados en su tercio superior (TAMAIN, 1972; GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO, 1987; VILLAS, 1995). Dentro de la Hoja, sus hallazgos previos fueron referidos por PÉREZ REGODÓN (1966) en el Cerro de Los Canjorros y POUPON (1971) al sur de Aldeaquemada, conteniendo una asociación de braquiópodos, briozoos y equinodermos de la Biozona de *Svobodaina havliceki*, representativa del intervalo Caradoc terminal-Ashgill inferior.

En la vecina Hoja de Santa Cruz de Mudela (838) (MATAS *et al.*, 2016), ciertos niveles de la parte inferior de la unidad son muy ricos en pistas fósiles (*Helminthopsis* cf. *tenuis* Ksiazkiewicz). En esta misma Hoja y en las vecinas de Torre de Juan Abad (839) (MATAS *et al.*, 2009 b), Bienservida (840) (LEYVA *et al.*, 2009) y Venta de los Santos (864) (MATAS *et al.*, 2009), las lumaquelas terminales proporcionaron en varios puntos una rica asociación de braquiópodos: *Svobodaina havliceki* (VILLAS), *S. aff. feisti* (HAVLÍCEK), *Rafinesquina lignani* (VILLAS), *Tafilaltia breviusculosa* (VILLAS), *Hedstroemina* sp., *Portranella exomata* (SHARPE), *Aegiromena* cf. *descendens* (HAVLÍCEK), *Leptaena* sp.; trilobites: *Dreyfussina*? sp. y *Trinucleina* indet.; cornulítidos: *Cornulites* sp.; equinodermos (placas columnares de pelmatozoos) y abundantes briozoos: *Homotrypa* sp. y *Chasmatoporella* sp., entre otros). Este conjunto caracteriza la Biozona de *Svobodaina havliceki* de braquiópodos, representativa del intervalo Caradoc terminal-Ashgill inferior (GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO, 1987; VILLAS, 1995).

Casi todos los estudios corresponden a la parte superior de la unidad, las lumaquelas terminales. GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO (1987) discuten la edad de la unidad con los datos disponibles y precisan un intervalo Caradoc-Ashgill basal (Berouniense).

#### 2.2.1.4.4. Calizas y dolomías (16). Caliza Urbana. Kralodvoriense/Ashgill inferior

Regionalmente, a techo de los Bancos Mixtos aparece en ocasiones un tramo de rocas carbonatadas, de reducido espesor, conocido como Caliza Urbana (*Urbana Kalk* de HENKE, 1926), que los primeros investigadores incluyeron en los Bancos Mixtos (TAMAIN, 1967; SAUPE, 1971). Su nombre proviene de la terminología minera de Los Guindos (Jaén), donde fue atravesado por el pozo Urbana, y constituye la única unidad propiamente carbonática del Ordovícico de la Zona Centroibérica. En este trabajo, tal como postulan autores recientes (entre otros GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO, 1987, y SARMIENTO, 1993), se considera esta unidad con suficiente entidad para ser tratada de forma separada, a pesar de su escasa potencia y su carácter discontinuo.



Los afloramientos más extensos de “Caliza Urbana” en la Hoja se localizan en el sector del arroyo de Los Canjorros-río Guadalén, aunque se han reconocido afloramientos aislados en el río Guarrizas, arroyo de Los Tejos, arroyo de Venero, cerro de Las Minas, etc.

La “Caliza Urbana” aparece como masas lenticulares de calizas detríticas recrystalizadas, generalmente de color gris a gris claro, blanco o crema cuando no están dolomitizadas, a veces bioclásticas, y en ocasiones con niveles intercalados relativamente ricos en granos detríticos de cuarzo y delgadas láminas pelíticas verdosas. Con frecuencia están karstificadas, con abundantes rellenos ferruginosos.

Asociado a estos horizontes carbonatados ha sido descrito un vulcanismo contemporáneo en el sector de Los Guindos-El Centenillo (en el borde sur de la Hoja de Santa Elena) por HENKE (1926); CHARPENTIER (1976), PINEDA, (1987); en La Alameda (Jaén) (TAMAIN *et al.*, 1969); TAMAIN, 1972), al SE de Solana del Pino (PALERO, 1991) y la vecina Hoja de Venta de Los Santos (864) (RÍOS, 1977; RÍOS y CLAVERÍAS, 1979; MATAS *et al.*, 2009). En la Hoja de Aldeaquemada se han reconocido estos materiales volcánicos a muro y techo de los niveles de “Caliza Urbana” que ocupan el núcleo del sinclinal localizado en el sector del río Guadalén-arroyo de Los Canjorros. En otras áreas estos materiales pueden aparecer a techo del horizonte carbonatado (Solana del Pino, Venta de Los Santos donde solo se citan en la base o intercaladas en la parte baja de la Fm), intercaladas en la caliza (Hoja de Venta de los Santos, MATAS *et al.*, 2009) en su parte inferior (subsuelo de El Centenillo y Hoja de Venta de los Santos, MATAS *et al.*, 2009) o sustituyendo enteramente a la Caliza Urbana (Los Guindos). Son fundamentalmente tobos, tufitas, cineritas y productos de proyección aérea, de quimismo ácido a medianamente ácido, si bien en la Hoja de Venta de los Santos se trata de rocas de composición basáltica con textura vacuolar y fuertemente retrogradadas (MATAS *et al.*, 2009).

En las observaciones realizadas en la vecina Hoja de Viso del Marqués (837) (área de la Peña del Águila, MONTESERÍN *et al.*, 2016), se establecen dos tramos, el inferior margo-arenoso, de 1,5 a 2 m, con un nivel calcáreo basal, y el superior, de calizas masivas lumaquéllicas y 3 m de espesor, de acuerdo con PALERO y MARTÍN IZARD (1988) y SARMIENTO (1993). También se señala la existencia de niveles de removilización con cantos fosfatados milimétricos en el tramo inferior, así como en la base del superior (SARMIENTO, 1993) que apuntan la posibilidad de una interrupción sedimentaria asociada a la base de la unidad. Por otro lado, en el techo del penúltimo banco de caliza en este afloramiento existe una concentración notable de nautiloideos ortocónos y el techo de la formación muestra evidencias de karstificación previa al depósito de la siguiente unidad. Además, existe una dolomitización descendente que afecta al techo de la unidad (SARMIENTO, 1993), también afectado por mineralizaciones estratoides de Pb-Zn en zonas próximas (PALERO y MARTÍN IZARD, 1988). La variabilidad del registro estratigráfico en los metros finales de los Bancos Mixtos y la Caliza Urbana, para REY *et al.* (2005), puede estar relacionada con actividad tectónica sinsedimentaria, o bien con procesos erosivos asociados con el límite superior que darían lugar a un paleokarst.

Este hecho está reconocido en el ámbito cuencal, tal como se recoge en los trabajos de diversos autores, sobre calizas de la misma edad en el Macizo Ibérico: HAFENRICHTER (1979 y 1980), GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (1984), SARMIENTO (1993) en la “Caliza de Urbana”, PARIS *et al.* (1982), en la “Caliza de la Formación Rosán” en Finisterre, CARLS (1975) en la “Caliza de cistoideos de

la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica"; la "Caliza de Guadarrama", "Caliza de La Aquia-na" en la Zona Centroibérica, "Caliza de Portilla de Luna", en la Zona Cantábrica, la "Caliza de Aiguafreda en Cataluña", y las "Calizas de Pelmatozoos" (ROBARDET, 1976; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1984b; GARCÍA RAMOS y ROBARDET, 1992), en la Zona de Ossa Morena.

En la cantera de La Despreciada, situada en el límite de la Hoja de Santiesteban del Puerto (885) con la de Aldeaquemada, la "Caliza Urbana" se presenta en bancos de hasta 1,5 m, que se acumulan lateralmente, donde se observa laminación bimodal y superficies de reactivación sedimentaria según LILLO (1992). Este autor interpreta que estos carbonatos detríticos se depositaron en ambientes proximales de plataforma con acción de corrientes mareales.

La mayor parte de los autores consideran su depósito como acaecido en un ambiente de plataforma somera carbonatada, extensa y de bajo gradiente, de edad Ashgill inferior (SARMIENTO 1993), en concreto Cautleyense-Rawtheyense (?), merced a los conodontos estudiados por FUGANTI y SERPAGLI (1968) en los primeros niveles de la cercana zona de Viso del Marqués.

LEYVA (2000) cita para el sector situado inmediatamente al E de esta Hoja, que esta unidad litológica tiene dos miembros perfectamente diferenciables: uno inferior, de constitución litológica sumamente compleja y con fuerte variación de espesor; y uno superior, cuya constitución litológica (calizas bioclásticas, crema y dolomías grises) y espesor, son bastante más homogéneos a escala regional (1 a 3 m).

En la vecina Hoja de Torre de Juan Abad (839) (MATAS *et al.*, 2009b) diferencian dos facies en el miembro inferior con las siguientes características:

- A. La más común está constituida por un sedimento heterolítico y heterométrico en el que se mezclan (mixtitas), fragmentos de cuarcita, desde subangulosos a esféricos, fragmentos de roca volcánica con textura vacuolar y de composición intermedia a básica muy alterados, bioclastos, fragmentos de pizarras y, en escasa proporción, de rocas carbonatadas progresivamente más abundantes hacia techo del miembro. Normalmente son capas decimétricas a bancos con gradación positiva y con cemento carbonatado creciente. El techo de estas capas está ondulado (*swales*) o bien la secuencia finaliza con un término decimétrico con *hummocky*, de longitud de onda de 0,5 a 1 m, en estas litologías pero con tamaño de grano arena gruesa-media. En estos casos se trataría de tempestita de grano grueso y de tipo BPH o BH, en las que el término B es el aglomerado heterolítico gradado.
- B. Intercalada y en paso lateral con la facies anterior en algunas series, se tienen una alternancia milimétrica a centimétrica de tipo rítmico. En estas facies se alternan láminas de siliciclásticos de grano fino con granos de cuarzo, fragmentos de arenisca, de cuarcitas, de roca volcánica de composición básica alterada a clorita y carbonatos en matriz caolinitica-clorítica con láminas de fangos carbonatados de composición clorítico-caolinitica con carbonato férrico como precipitado químico. En estas láminas, de color gris o verdoso, puede observarse un moteado, a veces muy tupido, debido a la presencia de clastos con tamaño arena gruesa media y de composición similar a los clastos volcánicos de las láminas siliciclásticas.

En estas microsecuencias se ha observado laminación paralela y gradación. En lámina delgada se tienen ejemplos de microfracturación y eslampamiento sinsedimentario.

Por sus características litológicas y su estructuración secuencial LEYVA (2000) interpreta que se trataría de sedimentos del *offshore* distal o talud, que tienen su origen en corrientes de turbidez. El aporte sistemático de clastos (epiclastos) de origen volcánico, es indicativo de actividad volcánica en áreas próximas de la plataforma.

El techo de este nivel constituye una importante discontinuidad estratigráfica de amplitud regional, fenómeno ya señalado por HAFENRICHTER (1979, 1980), quien postuló que la glaciación finiordevicica originó un descenso eustático del nivel del mar, durante el cual emergió una gran parte de la plataforma surcentroibérica, erosionándose parcialmente los últimos sedimentos previos a la glaciación (Caliza Urbana y sedimentos anteriores en áreas más septentrionales).

La potencia de la "Caliza Urbana" es por tanto muy variable, debido a la existencia de esta discordancia erosiva, desapareciendo en cortas distancias sin que se aprecien cambios laterales de facies. En el sector de Sierra Morena oriental la potencia media oscila entre 5 y 20 m, aunque POUPON (1971) le asigna un espesor de 80 m.

En las vecinas Hojas de Santa Cruz de Mudela (MATAS *et al.*, 2016), Viso del Marqués (MONTE-SERÍN *et al.*, 2016), Venta de los Santos (MATAS *et al.*, 2009), Torre de Juan Abad (MATAS *et al.*, 2009 b) y Bienservida (LEYVA *et al.*, 2009) las muestras recogidas, en el miembro superior han proporcionado conodontos, entre los que se citan: *Amorphognathus ordovicicus* (BRANSON y MEHL), *Sagittodontina robusta* (KNÜPFER), *Scabbardella altipes* (HENNINGSMOEN), *Panderodus gracilis* (BRANSON y MEHL), *Protopanderodus?* sp., "*Eocarniodus?*" *gracilis* (RHODES), *Icriodella superba* (RHODES), y "*Nordiodus?*" sp. (HAFENRICHTER, 1979, SARMIENTO *et al.*, 2000 y datos nuevos), pertenecientes a una asociación característica (Biozona de *Amorphognathus ordovicicus*) muy difundida en el Ashgill pre-Hirnantense (Kralodvoriense) de toda Sierra Morena (FUGANTI y SERPAGLI, 1968; SARMIENTO, 1993; SARMIENTO *et al.*, 2000). Las margas con briozoos que se intercalan en la mitad inferior de la unidad contienen abundantes colonias ramificadas y masivas de briozoos (*Chasmatopora* sp. *Homotrypa* sp.; *Chasmatoporella* sp.), restos indeterminables de ceramoporoideos, criptostomados y trepostomados, así como raros braquiópodos (*Nicollella?* sp.; *Leptaenidae* gen. et sp. indet., *Orthida* indet.) y pelmatozoos mal conservados.

La Caliza Urbana ha proporcionado conodontos dentro de esta Hoja (*Sagittodontina robusta* Knüpfer y *Panderodus?* sp.), pertenecientes a la misma asociación característica (Biozona de *Amorphognathus ordovicicus*). El yacimiento de braquiópodos citado en esta unidad por RÍOS (1977), podría corresponder en realidad a horizontes de lumaquelas calcáreas pertenecientes a los Bancos Mixtos.

#### 2.2.1.4.5. Pizarras negras grisáceas (17). Pizarras Chavera. Hirnantense (Ashgill terminal)

La denominación Pizarras de Chavera (*Schistes* Chavera), se debe a TAMAIN *et al.* (1969) y ha sido seguida por TAMAIN (1972) y GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (1990, 2002) entre otros. Fue denominada Pizarras Castellar por los autores alemanes (HENKE, 1926; RICHTER, 1967; BUTENWEG, 1968). En el área de Guadalmez, SAUPÉ (1973) las denominó Pizarras de Muro.

Aflora bajo los resaltes y crestones de la “Cuarcita del Criadero” en sectores próximos al límite sur de la Hoja, en los parajes de Torre Alver, Colmenar de La Ballestera-Arroyo de Venero, minas de La Alamedilla, Cerro de La Caldera, Cerro Toro y Cerro de Las Minas.

Morfológicamente dan lugar a zonas deprimidas y se disponen mediante un contacto brusco sobre los Bancos Mixtos o, cuando existe, la Caliza Urbana.

Son pizarras negro-grisáceas de grano muy fino, intensamente foliadas. Muy homogéneas y másivas a la base, hacia techo aparecen intercalaciones de areniscas finas laminadas y limolitas de color gris-verdosos, que llegan a formar alternancias de niveles que raramente superan la potencia centimétrica y que constituyen el tránsito a las “Cuarcita del Criadero” suprayacentes.

Desde el punto de vista petrográfico, las pizarras muestran una textura blastopélitica, y están formadas por una matriz filosilicatada, en la que se encuentran principalmente opacos, y en menor proporción turmalina, como componentes accesorios.

LEYVA (2000) en la Hoja de Torre de Juan Abad (839) (MATAS *et al.*, 2009 b), distingue dos tramos o miembros. El inferior, cuyo espesor y litología constituye prácticamente la totalidad de la formación, está constituido por la facies ubicua de pelitas negras masivas. En algunas localidades próximas a la región estudiada se ha descrito la existencia de niveles con cantos de diversa naturaleza (algunos de Caliza Urbana) próximos a la base de la unidad (CHAUVEL *et al.*, 1969; TAMAIN, 1972; GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO, 1987). Hacia techo de la unidad y de forma progresiva, se intercalan láminas y capas centimétricas de cuarcitas de grano muy fino y color gris oscuro a negro. Según LEYVA (2000, en MATAS *et al.*, 2009 b) estas intercalaciones cuarcíticas, con base plana y techo ondulado, en algún caso muestran marcas de corriente de pequeño tamaño (*flutes*). En los límites de esta formación con las cuarcitas superiores (Criadero), las intercalaciones se convierten en ritmitas con un porcentaje arena/pelita próxima a la unidad y con secuencias tempestíticas de tipo HM y PHM (WALKER, 1982, 1984).

Las características composicionales y sedimentológicas de todo el registro sedimentario, encuadrable bajo las denominaciones “Pelitas y Areniscas con fragmentos”, “Pizarras Chavera”, etc., son correlacionables con facies similares y sincrónicas que, de forma extensiva, aparecen desde Centro Europa hasta Argelia (ROBARDET, 1981; ROBARDET y DORÉ, 1988). Esta facies, han sido interpretadas por diversos autores como sedimentos glaciomarininos (*icedrop paratillites*), relacionados con la glaciación continental (*inlandsis*) de edad Ordovícico superior, ocurrida en África, que ha sido documentada con numerosas pruebas y con depósitos periglaciares (continentales y marinos) en la periferia de los casquetes de hielo (BEUF *et al.*, 1971).

Otros autores piensan que estos sedimentos de tipo “mixtitas” (SCHERMERHORN, 1975), tienen un origen de tipo *mud-flow* gravitacional causados por inestabilidades tectónicas de índole local o regional del fondo marino, alternando con periodos más estables en los que se depositan facies del cinturón costero.

Ambas explicaciones no son tan aparentemente contradictorias. La existencia de un período glacial en el noreste de África y sur de España (nordgondwaniense) parece incuestionable, así como los hallazgos de bloques exóticos en las “Pelitas con fragmentos” (FORTUIN, 1984; MATAS *et al.*, 2005), lo que parece abogar por un origen glaciomarino relacionado con los episodios

glacioeustáticos sincrónicos y posteriores a la glaciación gondwánica finiordovícica (ROBARDET y DORÉ, 1988; SAN JOSÉ *et al.*, 1992 y PARIS *et al.*, 1995), pero, de igual forma, este evento global produce modificaciones paleogeográficas, resultantes de las variaciones en el nivel del mar y posibles movimientos epirogénicos, que se traducirían en una morfología diferencial de la plataforma con el desarrollo de corrientes densas y la redistribución de siliciclásticos en medios someros en los momentos de mar alta. Los cortos e intensivos episodios glaciares finiordovícicos, ocurridos en el Hirnantense (Ashgill terminal), provocaron una de las extinciones masivas más importantes de la historia de la vida, según BRENCHLEY *et al.* (1991).

Se atribuyen a ambientes marinos de plataforma abierta relativamente alejados de la costa (PORTERO y DABRIO, 1988), con poca energía y oxígeno, por debajo de la acción del oleaje de tormenta (Matas *et al.*, 2016).

La potencia oscila entre 100 m y 150 m (HENKE, 1926; RICHTER, 1967; BUTENWEG, 1968; TAMAIN, 1972).

Son pizarras casi azoicas, no habiéndose encontrado fósiles en los afloramientos estudiados. Se les atribuye una edad Ashgillense terminal (Hirnantense) según recientes investigaciones de GARCÍA PALACIOS *et al.* (1996) que vienen a desmentir la edad Asghill-Llandovery atribuida por HAFENRICHTER (1980) a partir de la presencia de acritarcos silúricos en su parte superior. El límite Ordovícico-Silúrico se coloca en la unidad suprayacente “Cuarcita del Criadero” (GARCÍA PALACIOS *et al.*, 1996; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1990, 2002; MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 2004).

## 2.2.2. Silúrico

No ha podido establecerse con exactitud el límite Ordovícico-Silúrico en la Zona Centroibérica meridional. En tanto que en los sectores septentrionales de esta zona, los primeros sedimentos situados por encima de las facies glaciomarinas (Fm Gualija), consisten en una delgada cuarcita a la que se superponen pizarras negras con graptolitos y conodontos de edad Telychiense basal (Llandovery superior), SARMIENTO y RODRÍGUEZ NÚÑEZ (1991), en los sectores meridionales de la Zona Centroibérica en los que se encuadra la Hoja, las unidades cuarcíticas consideradas como Silúrico basal (Cuarcita del Criadero, Cuarcita de Castellar, etc.), pueden contener en su seno la discontinuidad inicial del Ciclo Silúrico.

En este sentido, GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (*op. cit.*) citan graptolitos del Aeroniense inferior (Silúrico basal) en el tramo de cuarcitas negras del techo de la Cuarcita de Castellar. Igualmente, el miembro superior de cuarcitas negras de la Cuarcita del Criadero en Almadén, es incontestablemente silúrico por su contemporaneidad con el vulcanismo y mineralizaciones datados como pre-Telychiense.

Por tanto, la llamada “transgresión silúrica” en la Zona Centroibérica es marcadamente diacrónica, entre el Aeroniense (Llandovery inferior) y el Sheinwoodiense (Wenlock inferior), tal como indican las faunas encontradas en la base de las distintas sucesiones.

La sucesión silúrica se hallaría, en cualquier caso, en continuidad estratigráfica con el Ordovícico, aún cuando exista un hiato (marcado por la discontinuidad de la “Caliza Urbana”) intra-Ashgill.

Sobre la Cuarcita del Criadero se dispone una potente y compleja sucesión litológica que presenta al N de esta zona como característica esencial la presencia de abundantes intercalaciones de materiales vulcanosedimentarios, hacia techo, la cual puede llegar a sustituir a las pizarras graptolíticas, y en cuyo interior se produce el tránsito Silúrico-Devónico. Sin embargo, esta alternancia se va adelgazando hacia el sur y el este del Anticlinal de Alcudia, sin que aparezca en la Hoja de Aldeaquemada.

#### 2.2.2.1. Cuarcitas (18). Cuarcita del Criadero. *Hirnantense terminal-Llandovery medio*

Sobre las Pizarras Chavera se dispone concordantemente en el sector meridional de la Hoja, al norte de la Falla de Puente Génave-Castelo de Vide, un conjunto cuarcítico sin apenas intercalaciones pizarrosas que ALMELA *et al.* (1962) denominaron en Almadén "Cuarcita del Criadero", por encontrarse asociadas a las mineralizaciones de mercurio. Equivalen a las Cuarcitas Superiores (*Quartzites Supérieurs*) de TAMAIN (1967, 1972) y a las Cuarcitas de Castellar (*Castellar Quarzit*), en la Sierra de La Carolina (HENKE, 1926), así como a las Cuarcitas del Llandovery de RICHTER (1967) y BUTENWEG (1968).

Esta unidad fue definida formalmente por Gallardo MILLÁN *et al.* (1994) y se extiende desde la Sierra de San Pedro (Cáceres) hasta Sierra Morena Oriental, y en la zona de Almadén.

Esta unidad constituye un nivel guía de entidad regional. Por su naturaleza litológica, aparece definiendo crestas y resaltes morfológicos, en los parajes de Torre Alver, Minas de San Agustín, Minas de San Antonio-Minas de La Alamedilla, Cerro Toro y Cerro de Las Minas, situados en la proximidad del borde sur de la Hoja.

Estos materiales presentan un contacto concordante y, a veces, relativamente neto con las pizarras infrayacentes, si bien a menudo se trata de un contacto mecanizado a favor de fracturas subhorizontales o de pequeño ángulo.

Según TAMAIN (1972) y LEYVA (2000) regionalmente se pueden distinguir tres tramos:

- El tramo inferior está formado por ortocuarцитas en bancos métricos, con intercalaciones de areniscas. LEYVA (2000) diferencia regionalmente dos tramos constituidos por el acumulo de dos facies predominantes. El tramo basal con secuencia elemental de espesor decimétrico (20 a 35 cm) en areniscas cuarcíticas de grano medio-fino con estructuras *hummocky* de tipo PHL, WALKER (*op. cit.*) y con superficies de estratificación bien definidas y planoparalelas. Estas secuencias aumentan de espesor en tanto que pierden los términos P y L, amalgamándose en cuerpos con la geometría ondulada de los *swales* (BRENCHLEY *et al.*, 1986 y 1991). El tramo de techo de este miembro es el que adquiere mayor potencia y representatividad, comparativamente con las litologías anteriores. Se trata de una serie constituida por capas de 50 a 70 cm en bancos de cuarzoarenitas de grano medio de color gris con tonos rojizos. La estratificación es de masiva a difusa con superficies onduladas y, cuando las condiciones de afloramiento lo permiten, se observan cantos blandos de tamaño grava con orla ferruginosa, en las superficies de amalgamación de los bancos y, esporádicamente, techos de *ripples* de ola con múltiples perforaciones ferrificadas.

En su conjunto, este miembro inferior, se estructura como una megasecuencia grano y estrato creciente de espesor decamétrico.

- El tramo intermedio está constituido por facies heterolíticas, de ortocuarцитas negras a grises-beiges en bancos decimétricos, en ocasiones con intercalaciones centimétricas de pizarras arenoso-limolíticas, algo micáceas, de color gris-verdoso y lutitas gris a negras. Según LEYVA (2000), las secuencias elementales predominantes son de tipo PHM, HXM y HX, WALKER (*op. cit.*), con pérdida hacia techo del término M reducido a láminas discontinuas con aspecto de estratificación *flaser*. La bioturbación en los siliciclásticos de grano muy fino es intensa (términos X y M).
- El tramo superior está formado por areniscas beiges o amarillentas en pequeños bancos. Regionalmente, tiene unas características similares al inferior en cuanto a composición de facies, pero la estructuración de dichas facies es inversa. En este miembro el tramo basal son cuarzoarenitas y ortocuarцитas de grano medio en bancos con techo ondulado o de *ripples* de ola, y el tramo superior está constituido por tempestitas de decimétricas a centimétricas del tipo PHX y HX amalgamadas, evolucionando a secuencias HL y HLM con lutitas negras lustrosas como término pelítico en las capas de techo de la Formación (LEYVA, 2000).

Petrográficamente, las pizarras arenoso-limolíticas se clasifican como metaarcosas y metagrauvas. Su textura es blastosamítica y los componentes principales son cuarzo (en general monocristalino), feldespato potásico (muy alterado a illita), matriz arcillosa, biotita y moscovita. Como componentes accesorios se encuentran turmalina, opacos, apatito y circón. El tamaño de grano predominante es fino a muy fino. Las cuarcitas presentan también textura blastosamítica. El componente mayoritario es cuarzo monocristalino. En menor proporción, aparecen feldespato potásico y matriz filosilicatada. LEYVA (2000) cita la presencia de fragmentos líticos.

Según LILLO (1992) se reconoce una transición de las Pizarras Chavera a los bancos amalgamados de arenas que constituyen la Cuarcita del Criadero, que representarían una progradación y acumulación de barras arenosas en ambientes distales de plataforma interna. Este autor observa superficies de *ripples* de oscilación, que indicarían ambientes más proximales, próximos al nivel de base del oleaje.

Para LEYVA (2000), la Cuarcita del Criadero muestra una evolución desde las facies tempestíticas de afinidad turbidítica en una plataforma siliciclástica con dominio de tormentas (techo de las Pizarras Chavera), a depósitos de *offshore* proximal y *nearshore*, llegando en algún caso a depósitos del *fore shore* en el miembro inferior. En el miembro intermedio se vuelve a medios de *offshore* proximal evolucionando a depósitos del *shoreface* en el tramo basal del miembro superior, y de nuevo a facies del tránsito *shoreface-offshore* proximal a techo. Esta evolución es compatible, para este autor, con un dispositivo granocreciente CUS en posición "regresiva" (BRENCHLEY *et al.*, *op. cit.*), que configura el "Highstand System Tract" de la secuencia deposicional que se inició con las Pizarras Chavera.

La potencia de esta unidad no es fácil de establecer, al estar afectada frecuentemente por los despegues tectónicos anteriormente señalados, pero parece no superar los 70 m.

Esta unidad fue referida al Ordovícico terminal por ARBEY y TAMAIN (1971), en base al reconocimiento de una supuesta superficie glacial inmediatamente posterior a su depósito, en la zona de El Centenillo (Hoja de Santa Elena (862)), que al tiempo explicaría las diferencias de espesores observadas en la formación. No obstante, observaciones realizadas por los autores de la revisión cartográfica de esa Hoja, realizada para el Mapa Geológico 1:200.000 de Linares (MARTÍN PARRA *et al.*, 2015), relacionan las estrías observadas con el movimiento extensional de la Falla Puente Génave-Castelo de Vide (MARTÍN PARRA *et al.*, 2006). GUTIÉRREZ-MARCO y PINEDA (1988) descubrieron más tarde graptolitos aeronienses (Llandovery “medio”) en el subsuelo al NO de la población anterior, dentro de los niveles de cuarcitas negras tableadas próximos al techo de la Cuarcita Castellar. Los últimos datos relativos a ésta y otras unidades cuarcíticas correlacionables en la región surcentroibérica, tienden a considerar su depósito esencialmente dentro del Silúrico (Rhuddaniense-Aeroniense: Llandovery “inferior” y “medio”), si bien no puede descartarse que en ocasiones, su parte basal pueda ser todavía ordovícica, ya que GARCÍA PALACIOS *et al.* (1996) precisaron en Corral de Calatrava que la muestra con acritarcos silúricos estudiada por HAFENRICHTER (1980) no fue tomada en el techo de las pizarras Chavera, sino en los niveles basales de la cuarcita; y por otra parte, VILLAS *et al.* (1999) encontraron en la parte inferior de la Cuarcita del Criadero en el Sinclinal de Almadén dos braquiópodos típicos de la fauna Hirnantense del Ordovícico más alto.

De este modo, la Cuarcita del Criadero sería Hirnantense-Llandovery inferior y medio (Rhuddaniense-Aeroniense).

#### 2.2.2.2. Pizarras ampelíticas (19). Fm Guadarranquejo. Llandovery superior-Wenlock inferior

Esta unidad se sitúa sobre la “Cuarcita del Criadero”, a lo largo del borde meridional de la Hoja, si bien, este contacto está modificado tectónicamente, en buena parte de su recorrido, debido a la zona de cizalla dúctil-frágil desarrollada a muro de la Falla extensional de Puente Génave-Castelo de Vide. Esto hace que se llegue a suprimir a la Cuarcita del Criadero, poniéndose en contacto directo con las Pizarras Chavera, la Caliza Urbana o los Bancos Mixtos, en el borde SO de la Hoja (arroyos de las Aguzaderas y Palanco). En sectores vecinos, en el sector S del Plutón de Santa Elena, se llega a apoyar sobre las Cuarcitas Botella y las Alternancias de El Caño (MARTÍN PARRA, 2003).

Son equivalentes a las denominadas “Pizarras con Monograptidos” (*Schistes à Monograptidés*) de TAMAIN (1972) o “Pizarras con Graptolitos” (*Graptolithenschiefer*) de los autores alemanes (HENKE, 1926; RICHTER, 1967; BUTENWEG, 1968 y KETTEL, 1968). Fueron denominadas Formación Guadarranquejo por RODRÍGUEZ NÚÑEZ *et al.* (1989).

Son pizarras negras, lustrosas y de tacto jabonoso con abundantes graptolites, donde se intercalan esporádicamente niveles de limolitas de espesor centimétrico. En casi todos los afloramientos observados está afectada por metamorfismo de contacto, mostrando abundantes cristales de quiazolita de tamaño milimétrico, afectados por una foliación filonítica que los rodea desarrollando colas de presión (MARTÍN PARRA, 2003; MARTÍN PARRA *et al.*, 2004, 2006) (Fig. 12). Son frecuentes los niveles con nódulos, a veces limonitizados. Ocasionalmente, se observan niveles de liditas y pequeños horizontes intercalados. Kettel (1968) señaló la presencia de grafito en cantidades notables en la parte inferior de la unidad. A techo, las ampelitas pasan gradualmente a limolitas grises con intercalaciones arenosas centi-y-milimétricas (GUTIÉRREZ-MARCO y PINEDA, 1988).



En lámina delgada, algunas muestras de las pizarras se clasifican como metapelitas con fragmentos, cuyos componentes principales son cuarzo, matriz arcillosa (> 80%), opacos, turmalinas y micas. Los fragmentos son exclusivamente granos de cuarzo monocristalino, con una distribución bimodal (arena fina-muy fina y limo). En general son pizarras grafitosas constituidas principalmente por mica blanca, grafito, andalucita y a veces cuarzo.

El tramo basal de ampelitas se interpreta como depósitos de mar abierto muy por debajo del nivel de base del oleaje (ambiente reductor, facies de plataforma externa-talud). El tramo arenoso superior se interpreta como una secuencia de progradación de ambientes de plataforma interna sobre los de plataforma externa-talud.

El espesor de estos materiales es difícil de evaluar a causa de la deformación que los afecta. Según RÍOS (1977) se puede estimar entre 100 y 150 m de potencia, mientras que para HENKE (1926) sería de 150 m, y RICHTER (1967) cifra el mismo entre 120 y 200 m. Por su parte LEYVA (2000), al E del área de estudio, cita espesores en torno a 70-80 m.

La unidad de “Pizarras Negras Graptolíticas” ha brindado restos de este grupo fósil en escasos puntos al sur de Aldeaquemada, donde habían sido citados por BUTENWEG (1968). Por nuestra parte, hemos identificado dos horizontes distintos con graptolitos. El primero de ellos, se sitúa muy cerca de la base de la unidad ampelítica, y contiene: *Spirograptus guerichi* (LOYDELL, STORCH y MELCHIN), *Parapetalolithus palmeus* (BARRANDE), *Stimulograptus becki* (BARRANDE), “*Monograptus*” *gemmatus* (BARRANDE), *Monograptus marri* (PERNER) y *Metaclimacograptus* cf. *asejradi* (LEGRAND). Su edad precisa es Telychiense inferior (parte baja del Llandovery “superior”), equivalente a la Biozona de *Rastrites linnaei*, y tal vez a la asociación encontrada por BUTENWEG (1968).

En horizontes superiores a los precedentes, las pizarras contienen mucha andalucita e incluyen nódulos elipsoidales centimétricos (TAMAIN, 1972), también fosilíferos, en los que se reconocieron: *Monoclimacis griestoniensis* (NICOL), *Paraclimacograptus?* *flamandi* (LEGRAND), *Monograptus* sp. y braquiópodos epiplanctónicos (rhynchonelláceos). La edad de la asociación corresponde a un Telychiense avanzado, equivalente al rango de las Biozonas de *Monoclimacis griestoniensis* y *Torquigraptus tullbergi*.

Durante la realización de esta Hoja, se tomaron nuevas muestras de esta unidad, identificándose una asociación de graptolitos: *Stimulograptus becki* (BARRANDE), *Parapetalolithus* sp. y *Metaclimacograptus* sp. de edad Llandovery superior (Telychiense).

En la cercana Hoja de Torre de Juan Abad (839), MATAS *et al.* (2009 b) encuentran en un horizonte inferior, una asociación del Llandovery superior (Telychiense) que corresponde probablemente a la Biozona de *Rastrites linnaei*, con *Spirograptus* cf. *guerichi* (LOYDELL, STORCH y MELCHIN). A este horizonte le siguen otros más altos con asociaciones de las biozonas de *M. crispus*-*M. griestoniensis*; horizontes de pizarras con nódulos, que además de graptolitos de las biozonas *T. tullbergi* u *O. Spiralis* brindaron restos de grandes euryptéridos, filocáridos y nautiloideos ortoconos; y, finalmente, niveles fosilíferos del Wenlock basal con *Cyrtograptus* cf. *insectus* Boucek, *Pristiograptus* cf. *largus* (PERNER) y *Monograptus priodon* (BRONN).

Por otra parte, en la vecina Hoja de Santa Elena (862), encuentran *Monograptus* cf. *flemingii* (Salter) y *Pristiograptus* cf. *dubius* (Suess), que indicarían una edad Wenlock (Sheinwoodiense

a Homeriense inferior); y en la cercana Hoja de Santisteban del Puerto (885), durante la realización de esta Hoja, se tomó una muestra con *Monograptus flemingii* (Salter) que confirma esa edad (MARTIN PARRA *et al.*, 2015).

Además, se han encontrado regionalmente, también conodontos (Sarmiento y RODRÍGUEZ NÚÑEZ, 1991), ortocerátidos, braquiópodos, nautiloideos ortocónicos, trilobites (GARCÍA PALACIOS y RÁBANO, 1996), entre otros, que junto a los graptolitos antes citados, atribuyen a esta unidad una edad desde el Telychiense basal (Llandovery superior) al Homeriense inferior (Wenlock).

Por tanto, la edad de esta unidad litológica sería Llandovery superior (Telychiense), Wenlock (Homeriense inferior).

### 2.2.3. Silúrico superior-Devónico

El Devónico aparece escasamente representado en la Hoja de Aldeaquemada, aflorando en los relieves del Cerro de San Pablo, Rostroncil y La Alcolehuela, estos últimos en la Hoja adyacente de Santisteban del Puerto (885).

Las unidades cartografiadas corresponden a las “Capas de San Pablo” estudiadas por Butenweg (1968).

#### 2.2.3.1. *Pizarras negras y areniscas (20) con intercalaciones de cuarcitas (21). Wenlock superior-Lochkoviense*

Regionalmente, afloran únicamente en el sector del Dominio Obejo-Valsequillo situado al norte del Batolito de Los Pedroches, en la base del bloque de techo de la Falla Puente Génave-Castelo de Vide, siendo los materiales más antiguos aflorantes. Están en contacto tectónico con las ampelitas con graptolitos de la Fm Guadarranquejo del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico, que pueden estar afectadas por el metamorfismo de contacto, con desarrollo de cristales de quiazolita, del bloque de muro.

Estos materiales afloran con muy poca extensión en la Hoja, ocupando únicamente la falda del Cerro de San Pablo, al sur de Torre Alver, en el borde SO de la misma. Suelen estar bastantes recubiertos por coluviones, al estar al pie de las formaciones devónicas cuarcítico-arenosas.

Están constituidos por una alternancia de pizarras negras, satinadas y plateadas a amarillo y salmón, con niveles de 1 a 20 cm de areniscas muy finas micáceas a cuarcitas grises laminadas, con laminaciones cruzadas muy finas y *ripples*.

En algunos lugares como el Cerro Rastroncil (en la vecina Hoja de Santisteban del Puerto) y al N y O del Cerro de San Pablo, se observa una intercalación cuarcítica (21) que puede alcanzar 30 o más metros de espesor, de tonos blanco-grisáceos, a veces masivas y a veces tableadas en bancos de 30 a 50 cm, que pueden tener *ripples* a techo. Recuerda a la Fm Doradillo intercalada en Grupo Cerro Escudero (PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE, 1996) del DCEG y el tramo inferior a las Alternancias Malva (PARDO ALONSO, 1995) del mismo. A techo de estas cuarcitas, en unas areniscas verdosas encontramos un canto de cuarcita de 3 cm y un nódulo

de unos 10 cm. En la Memoria previa de esta Hoja (LILLO *et al.*, 1998b, inédita) tanto la cuarcita inferior, como este tramo de areniscas verdosas y la cuarcita superior formarían parte de la Cuarcita de Base, y el canto de cuarcita y el nódulo que se cita, estarían relacionados con los niveles microconglomeráticos que cita BUTTENWEG (1968). Este autor estima una potencia de 400 a 500 m para esta unidad. Es posible que la cuarcita inferior sea la del Doradillo y las areniscas verdosas junto con la cuarcita superior correspondan a la “Cuarcita de Base”.

En lámina delgada, los términos areniscosos se clasifican como metarcosas. Tienen una textura blastosamítica de grano fino a muy fino y están formadas mayoritariamente por cuarzo monocristalino, feldespato potásico (casi siempre alterados a caolinita e illita), además de moscovita, biotita y óxidos.

LEYVA (2000) interpreta que la asociación de facies del equivalente Grupo Cerro Escudero del DCEG, indica una evolución desde medios de plataforma externa, por debajo del nivel de base del oleaje, hacia medios más someros dominados por corrientes y olas de tormenta. Esto concuerda con las características de este sector, donde constituye una megasecuencia negativa, como resultado de la progradación de ambientes de plataforma interna sobre los de plataforma externa-talud.

Su espesor no es posible de determinar, ya que su contacto basal es tectónico, llegando a suprimir toda esta unidad más al E.

No existen datos paleontológicos determinantes por lo cual la datación se ha establecido por correlación regional con el Grupo Cerro Escudero, con el cual tiene similitudes, y abarcaría desde el Wenlock hasta el Lochkoviense (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1990; SAN JOSÉ *et al.*, 1992). No obstante, en esta aparente “condensación”, la unidad debe comportar numerosos e importantes hiatos sedimentarios, originados en el carácter somero de estas facies y, sobre todo, por el desarrollo de abundantes superficies de omisión y erosión del material previamente depositado.

#### 2.2.3.2. *Cuarcitas y areniscas (22). Cuarcita de Base. Lochkoviense-Praguiense*

Estos materiales, denominados en la región de Almadén “Cuarcita de Base” por ALMELA *et al.* (1962) aparecen formando los relieves arriba citados, al sur de la Casa de Torre Alver.

Sobre el tramo anterior se sitúa otro paquete cuarcítico, esta vez en bancos masivos métricos, que a techo pasa a areniscas verdes ferruginosas.

Estos sedimentos se interpretan como acumulaciones de arena de plataforma interna, con acción del oleaje.

El espesor de esta unidad se estima en unos 150 m, aunque BUTENWEG (1968) asigna a esta unidad de predominio cuarcítico un espesor de 400-500 m.

KETTEL (1968) cita una fauna de braquiópodos de edad Siegeniense (Praguiense). Sin embargo es considerada como Gedinense (Lochkoviense) en el sinclinal de Guadalmaz (PARDO, 1983; PARDO y GARCÍA ALCALDE, 1984). GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (1990) le asignan una edad Ge-

diniense-Siegeniense (Lochkoviense-Praguiense). SAN JOSÉ *et al.* (1992) señalan igualmente la presencia de fósiles béntonicos de edad Lochkoviense sup.-Praguiense (Gediniense-Siegeniense).

### 2.2.3.3. *Alternancia de pizarras y areniscas (23). Praguiense-Emsiense*

Por encima de estas cuarcitas situadas en la base, aflora una alternancia de pizarras arenosas, pizarras limolíticas de tonos claros a amarillo-asalmonados, localmente ricas en pirla y areniscas cuarcíticas en bancos de entre 2 y 10 cm muy bioturbadas, con intercalaciones de niveles de hasta 2 m de espesor de cuarcitas en bancos de 15 a 40 cm. A veces se observan niveles de areniscas a limolitas disruptados, con aspecto noduloso (llegando a alcanzar los nódulos hasta 22 cm).

Al microscopio las pizarras están constituidas por mica sericítica y numerosas agujas de ilmenita rodeadas en muchos casos por la foliación principal ( $S_1$ ).

Estos materiales definen un blando relativo entre las dos unidades cuarcítico-areniscosas infra y suprayacente.

Con respecto al ambiente sedimentario, estos materiales se interpretan como facies distales de barras de plataforma interna/proximal.

El espesor de esta unidad se estima en unos 100 m.

Solo se tiene referencia del hallazgo de restos de bivalvos y tallos de crinoides inclasificables que, según BUTENWEG (1968) podrían atribuirse con dudas al Emsiense. Por correlación regional, se les asigna una edad Siegeniense (Praguiense)-Emsiense (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* 1990).

## 2.3. TERCIARIO-CUATERNARIO: FORMACIONES SUPERFICIALES

Dado el bajo grado de ocupación y utilización del territorio de la Hoja, existen pocas excavaciones que permitan ver cortes completos de las formaciones superficiales existentes. Las descripciones que se dan seguidamente se basan en observaciones puntuales y de carácter superficial.

### 2.3.1. Gravas y cantos subredondeados con matriz arcilloso-arenosa ocre y rojiza (24). Piedemontes (Raña). Plioceno-Pleistoceno inferior

No se han localizado cortes naturales o artificiales que permitan una descripción detallada de estos materiales. La descripción se basa en observaciones superficiales.

El depósito está compuesto por gravas heterométricas y cantos, apareciendo de vez en cuando algún bloque de pequeño tamaño. Los clastos son cuarcíticos, subredondeados y en ocasiones subangulosos. Se han observado áreas con presencia de matriz arenoso-arcillosa de color ocre y zonas donde la matriz es de color más rojizo y de aspecto más arcilloso. No se ha podido comprobar la presencia de alteraciones importantes en el zócalo subyacente.

El espesor máximo de estos depósitos superficiales se puede estimar en 3 o 4 m de potencia.

Por su posición culminante sobre las plataformas de piedemonte y su desconexión total de la red de drenaje actual se estima una edad Plioceno a Pleistoceno inferior para estos materiales.

### 2.3.2. Cantos y gravas subangulosas con matriz arenoso-arcillosa (25). Glacis. Pleistoceno inferior

Como en el caso anterior no existen cortes que permitan una descripción completa de los materiales. En superficie se presenta como un depósito formado por cantos y gravas heterométricas, de composición cuarcítica, subangulosos y raramente subredondeados. La matriz es arenoso-arcillosa, de color ocre.

El espesor máximo de estos depósitos superficiales se puede estimar en 3 o 4 m de potencia.

Por su posición algo más baja que el depósito anterior descrito y su desconexión total de la red de drenaje actual se estima una edad Pleistoceno inferior para estos materiales.

### 2.3.3. Cantos y gravas gruesas subredondeadas con matriz arenoso-arcillosa (26). Terrazas. Pleistoceno superior

Existe un nivel de depósitos de terrazas situados a una altura de unos 15 m sobre el cauce actual de los ríos Guadalén, Dañador y Despeñaperros. Son depósitos de carácter heterométrico, donde dominan los clastos de tamaño canto y grava gruesa, pero también están presentes las gravas finas y los bloques de hasta 1 m de diámetro. Los clastos son de composición generalmente cuarcítica, pero también están presentes los clastos de pizarras más o menos meteorizadas. Son de carácter subredondeado, existiendo también clastos redondeados y subangulosos. La textura es de esqueleto intacto (*clast-supported*), con matriz de composición arenoso arcillosa ocre a rojiza. En superficie pueden existir materiales más limosos que constituyen restos de la antigua llanura de inundación.

La potencia visible de estos materiales es de unos 2 m.

Por su posición con respecto al cauce actual del río se estima una edad Pleistoceno superior para estos materiales.

### 2.3.4. Gravas, cantos y bloques angulosos con abundante matriz arenoso-arcillosa (27). Coluviones. Pleistoceno-Holoceno

Los coluviones son el tipo de depósito superficial más frecuente en la Hoja de Aldeaquemada. Aparecen en todas las laderas que presentan afloramientos cuarcíticos en su zona de cumbres, pudiendo alcanzar mayor o menor extensión y potencia según las condiciones particulares de cada ladera. Sólo se han cartografiado aquellos depósitos que por su extensión y expresión morfológica resultan más evidentes en los trabajos de fotointerpretación. Sin embargo existen numerosos suelos de carácter coluvial que por razones de la escala de trabajo, claridad cartográfica, e imposibilidad física de ser delimitados no aparecen representados en el mapa.

Los coluviones son depósitos muy mal seleccionados e inmaduros. Están compuestos por gravas heterométricas, cantos y bloques de composición fundamentalmente cuarcítica, aunque también están presentes los clastos de pizarras, angulosos a muy angulosos, rara vez subredondeado. La matriz es generalmente abundante, de color rojizo, y de composición arenoso-arcillosa. La textura puede ser tanto de esqueleto intacto (*clast-supported*) como de esqueleto quebrado (*matrix-supported*).

En las laderas que enlazan suavemente con los restos de la superficie o penillanura fundamental se han localizado algunos coluviones que presentan un mayor contenido en arcillas dentro de la matriz. Estas arcillas son de color rojo vivo, y de carácter muy plástico.

El espesor de estos depósitos es en general reducido, pudiéndose considerar que generalmente no deben de superar los dos metros de potencia.

La presencia de coluviones que enlazan suavemente con restos de la penillanura fundamental, permite suponer una edad muy variable para estos depósitos. Por tanto se considera una edad Cuaternario para ellos (Pleistoceno-Holoceno), sin descartar que localmente puedan existir algunos restos de coluviones de edad algo anterior (Plioceno).

#### 2.3.5. Gravas, cantos y bloques angulosos con escasa matriz (28). Canchales. Pleistoceno superior-Holoceno

No se ha localizado ningún corte que permita describir este tipo de depósito en profundidad, por lo que la descripción se basa en observaciones superficiales. Son depósitos constituidos por gravas heterométricas cantos y bloques de composición fundamentalmente cuarcítica, angulosos a muy angulosos. Con escasa matriz o sin ella.

En los pocos casos en que los canchales son activos y no existe recubrimiento vegetal de la superficie, estos son fácilmente diferenciables de los coluviones. Pero cuando los canchales han sido fijados por la vegetación la distinción entre ambos tipos de depósito es complicada. Además de los canchales desnudos que no ofrecen lugar a duda, se han cartografiado como canchales algunos depósitos cubiertos o semicubiertos de vegetación y cuya textura en foto aérea sugiere una composición con escasa matriz.

Se desconoce el espesor exacto de estos depósitos, pero en general se puede considerar que es inferior a los 2 m.

Se ha considerado una edad que comprende desde el Pleistoceno superior a la actualidad (Holoceno) para estos depósitos, ya que en principio parece lógico asociarlos a las últimas fases frías del Cuaternario.

#### 2.3.6. Cantos y gravas subangulosas en matriz arenoso-arcillosa (29). Aluvial-coluvial. Holoceno

En diversos puntos de la Hoja se han cartografiado morfologías correspondientes a depósitos intermedios entre los de origen puramente fluviales y los de laderas. No existen cortes naturales

o artificiales que permitan describir estos materiales, por lo tanto su descripción se basa en observaciones superficiales.

Están compuestos por cantos y gravas subangulosos con contenido en matriz arenoso-arcilloso variable. El espesor es desconocido, pudiéndose suponer que no debe de pasar de los 2 o 3 m de potencia.

Por su asociación con la dinámica actual se considera una edad Cuaternario reciente (Holoceno) para estos materiales.

#### 2.3.7. Cantos y gravas subangulosas en matriz arenoso-arcillosa (30). Conos de deyección. Holoceno

En dos puntos de la cuenca del río Guadalén se han cartografiado dos morfologías correspondientes a pequeños conos de deyección de arroyos secundarios. No existen cortes naturales o artificiales que permitan describir los depósitos que los conforman, por lo tanto su descripción se basa en observaciones superficiales.

Están compuestos por cantos y gravas subangulosos con contenido en matriz arenoso-arcilloso variable. El espesor es desconocido, pudiéndose suponer un espesor máximo de 3 o 4 m

Por su asociación con la dinámica fluvial actual se considera una edad Cuaternario reciente (Holoceno) para estos materiales.

#### 2.3.8. Gravas, cantos y algunos bloques subredondeados, limos en superficie (31). Fondo de valle. Holoceno

En superficie son depósitos formados por limo arcilloso-arenoso con escasos cantos y gravas cuarcíticos, subredondeados, correspondientes a facies típicas de llanura de inundación. El espesor de esta facies es de 1 m a 1,5 m. Debajo de ella se localizan seguramente facies correspondientes a depósitos de canal (similares a los descritos para las terrazas), pero la ausencia de cortes naturales o artificiales que permitan su reconocimiento impide hacer una descripción precisa de los materiales.

El espesor total de los depósitos de los fondos de valle puede ser del orden de los 2 o 3 m de potencia; de los cuales el metro superior corresponde a las facies de llanura de inundación aflorantes.

Por su asociación con la dinámica fluvial actual se considera una edad Cuaternario reciente (Holoceno) para estos materiales.

### 3. PETROLOGÍA

#### 3.1. ROCAS VOLCÁNICAS PRE-VARISCAS

##### 3.1.1. Rocas volcánicas básicas (10)

En el área de la Hoja, BUTENWEG (1968), TAMAIN (1972) y TAMAIN *et al.* (1972) pusieron de manifiesto la amplia presencia de intercalaciones de rocas volcánicas tales como coladas o sills

básicos, brechas de explosión y tobas (10). Estas intercalaciones son subconcordantes con los sedimentos que las encajan, aunque puntualmente cortan a los planos de estratificación y en ocasiones muestran bordes enfriados decimétricos a muro. Muestran escasa continuidad lateral, pero pueden alcanzar varios metros de espesor. En el sector entre Venta de Cárdenas y la mina de La Nazarena han sido descritas por CAPOTE y HERNÁNDEZ ENRILE (1969) y GUMIEL (1982) como basaltos alterados, con potencias entre 1 y 3 m, constituidos por fenocristales de augita, anfíboles, biotita y plagioclasa. Son muy frecuentes las vacuolas rellenas con zeolitas. También se observa, en ocasiones, pseudomorfos serpentinizados tanto de piroxeno como de posible olivino. Muestran texturas desde traquíticas amigdaloides a doleríticas y, en ocasiones, incluyen algún enclave microgranudo de hasta 7 cm, constituido por plagioclasa y biotita, con corona de reacción de minerales opacos finos y posibles anfíboles alterados. Al sur de las minas de La Nazarena se localiza un cuerpo discordante en las "Pizarras del Río" encajantes, cuya geometría es irregular, que ha sido interpretado por CAPOTE y HERNÁNDEZ ENRILE (1969) como una zona de alimentación de las intercalaciones de rocas volcánicas básicas antes descritas.

### 3.2. GRANITOIDES TARDI-VARISCOS

Los únicos afloramientos de granitoides que afloran en la Hoja de estudio se ubican en su esquina SO y constituyen el extremo nororiental del macizo o stock de Santa Elena, emplazado en el extremo meridional del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico, al N de la Falla Puente Génave-Castelo de Vide. Este stock tiene una forma elipsoidal, con un eje mayor de 9 km y un eje menor de unos 5 km, ocupando en total unos 30 km<sup>2</sup> y se extiende, además de por esta Hoja, por las vecinas de Santa Elena (862), La Carolina (884) y Santisteban del Puerto (885). Ha sido estudiado por varios autores (RICHTER, 1967; SÁNCHEZ CELA y APARICIO, 1969; ORVIZ *et al.*, 1976; CASTELLÓ y ORVIZ, 1976; CHARPENTIER, 1976; RÍOS ARAGÜÉS, 1977b; LARREA *et al.*, 1993; 1995, 1999; LARREA, 1998).

En cuanto a la edad relativa del emplazamiento de este cuerpo granítico con respecto a las fases principales de deformación varisca:

CASTELLÓ y ORVIZ (1976); ORVIZ *et al.* (1976) y CHARPENTIER (1976) consideran un emplazamiento tardi-cinemático. Apoyando esta interpretación, RÍOS ARAGÜÉS (1977b) señala que los efectos del metamorfismo térmico en las aureolas de contacto obliteran y se superponen a la fábrica deformativa (foliación de primera fase) generada durante la deformación varisca, sin que los cristales de andalucita estén deformados. Posteriormente, LARREA *et al.* (1995) consideran un emplazamiento "cuasi-sincinemático".

Por otra parte, en la realización de la presente Hoja MAGNA y la de Santa Elena se han observado caracteres que indican un emplazamiento tardi-postcinemático con respecto a la fase principal de deformación varisca, tales como:

- el contacto granitoide-encajante corta a la foliación principal ( $S_1$ ).
- la aureola de contacto corta a las estructuras de plegamiento, mientras que la blastesis de origen térmico relacionada oblitera fábricas y estructuras deformativas atribuibles a la primera fase de plegamiento.



- la fábrica primaria submagmática en el granitoide no parece relacionarse con dicha fase, ni por la cuantía de la deformación que la pudiera haber producido, ni por la orientación que presenta. No se observa foliación submagmática penetrativa, aunque localmente si existe cierta fábrica planar definida por la disposición de los agregados biotíticos.

Únicamente aparece una milonita posterior a la primera fase varisca, situada en el borde meridional del macizo, y relacionada con la deformación de cizalla dúctil-frágil asociada a la Falla o Despegue extensional de Puente Génave-Castelo de Vide (MARTÍN PARRA 2003; MARTÍN PARRA *et al.*, 2004, 2006).

### 3.2.1. Granodiorita-monzogranito biotítico de Santa Elena (1)

El stock de Santa Elena, en conjunto, es un cuerpo intrusivo de carácter fundamentalmente granodiorítico-tonalítico (SÁNCHEZ CELA y APARICIO, 1969; CHARPENTIER, 1976; RÍOS ARAGÜÉS, 1977; LARREA *et al.*, 1993; 1995, 1999; LARREA, 1998), con algunas masas de carácter básico (gabro-dioritas) constituidas por enjambres de enclaves que afloran únicamente en su sector septentrional (LARREA, 1998), y algunos diferenciados constituidos por granitos de dos micas a moscovíticos en su borde meridional (CHARPENTIER, 1976). Aflora, con escasa extensión (unos 2 km<sup>2</sup>), en el ángulo suroccidental de la Hoja, en las cercanías de la localidad de ese nombre.

Se emplaza en condiciones epizionales en rocas paleozoicas cuya edad abarca desde el Ordovícico temprano al Silúrico, y es posterior a la primera etapa de deformación varisca (RÍOS ARAGÜÉS, 1977; LARREA, 1998; LARREA *et al.*, 1999; MARTÍN PARRA *et al.*, 2015). Aflora en el núcleo del Antiforme de Santa Elena que es la prolongación oriental del Antiforme de Sierra Madrona. Su emplazamiento se asocia a importantes procesos de *stoping* magmático quedando incluidos abundantes “roof-pendants” y xenolitos de menores dimensiones del encajante.

En los bordes meridional y suroriental se encuentran fuertemente deformadas con desarrollo de fábricas planares y planolineares.

En el área de la Hoja, este granitoide es intrusivo en las pizarras y areniscas cuarcíticas de las formaciones Pizarras de Rio (9) y Capas Pochico (8) que presentan una aureola de metamorfismo de contacto en torno al macizo, que llega a afectar a los afloramientos de las unidades filíticas silúricas situadas varias decenas de kilómetros al este y oeste, continuándose, fuera de la Hoja, en las Hojas de La Carolina (884) y Santa Elena (862) hacia el O y Santisteban del Puerto (885) y Venta de los Santos (864) por el E (LARREA *et al.*, 1999; MATAS *et al.*, 2009; MARTÍN PARRA *et al.*, 2015).

En la proximidad del contacto meridional del stock aparece una zona con una orientación aproximada E-O y de unos 500 m de anchura con deformación dúctil-frágil con planos S-C bien desarrollados y alteración sericítica asociada (LILLO, 1992; RÍOS ARAGÜÉS, 1977; LARREA, 1998; MARTÍN PARRA, 2003; MARTÍN PARRA *et al.*, 2004, 2006) de carácter extensional (LARREA, 1998; MARTÍN PARRA, 2003; MARTÍN PARRA *et al.*, 2004, 2006), lo que junto al alargamiento de la aureola de metamorfismo de contacto (más de 80 km) y coincidente con la zona de deformación, lleva a pensar en un emplazamiento de este plutón sincinemático temprano con el funcionamiento de un importante accidente extensional (Falla de Puente Génave-Castelo de Vide, MARTÍN PARRA *et al.*, 2006).

La facies principal o litotipo es un granitoide de color gris azulado en fresco, cuya facies dominante es relativamente homogénea, con una textura equigranular de grano medio a medio-grueso, con escasos fenocristales dispersos de feldespato potásico de hasta 3 cm., y de morfología redondeada. La biotita aparece en individuos aislados o formando agregados ("nidos") de unos 2 cm de tamaño más frecuente. Presentan una fábrica primaria que varía desde isótropa a planar o planolineal, aunque la más frecuente parece la fábrica planar definida por la orientación y disposición de los agregados de biotita.

En lo relativo a su petrografía, como componentes principales se encuentran plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y biotita. Como minerales accesorios están hornblenda, circón, esfena, apatito y opacos. Minerales secundarios frecuentes son moscovita, clorita, epidota (SÁNCHEZ CELA y APARICIO YAGÜE, 1969; CHARPENTIER, 1976; RÍOS, 1977, LILLO, 1992, LARREA *et al.*, 1995, LARREA, 1998).

El cuarzo aparece en individuos alotriomorfos con extinción ondulante y a veces texturas en "mortero".

La plagioclasa es ácida-intermedia ( $An_{57-26}$ ). Se encuentra en individuos idiomorfos y subidiomorfos, con zonado oscilatorio. Las maclas más frecuentes son las de albita y Carlsbad. En ocasiones los cristales muestran el núcleo alterado a agregados sericiticos. Los cristales mayores engloban apatito, circón y esporádicamente biotita y plagioclasa más pequeñas (LARREA, 1998).

El feldespato potásico ( $Or_{95-89} Ab_{4-11}$ ) aparece en individuos alotriomorfos ligeramente deformados con escasas texturas peritíticas y a veces con maclado en enrejado. Tiene una marcada tendencia a la cristalización intersticial.

La biotita, ( $AlVI=0,30-0,41$  átomos por fórmula) se halla formando placas subidiomórficas de hasta 5 mm o grupos de cristales de pequeño tamaño, fuertemente coloreadas y con marcado pleocroísmo en tonos rojizos, localmente agrupadas formando microenclaves. Incluye circón con halos negros, opacos y apatito, y esporádicamente pequeños individuos de plagioclasa (LARREA, 1998).

Los efectos de la deformación se manifiestan en la aparición de micas flexionadas y kinkadas, plagioclasas fracturadas, cuarzos rotos con extinción ondulante o acintados y feldespatos potásicos microclinizados y con extinción ondulante (MARTÍN PARRA *et al.*, 2015).

El litotipo ha sido clasificado como granodiorita por SÁNCHEZ CELA y APARICIO YAGÜE (*op. cit.*), y CHARPENTIER (1976), como monzogranito (adamellita) por TAMAIN (1972) y como granodiorita-monzogranito por LILLO (*op. cit.*). LARREA *et al.* (1995) lo consideran mayoritariamente granodiorita (Figs. 4 y 8). En contacto transicional con la facies común se aprecian zonas decimétricas de composición más granodiorítica-tonalítica.

Los enclaves microgranudos de carácter básico-intermedio son frecuentes, con formas elipsoidales/ovoidales y de tamaño centimétrico. En un sector muy concreto del macizo (en las inmediaciones al suroeste de Sta. Elena, ya en la Hoja del mismo nombre) se observan megaenclaves y/o "pasillos" de enclaves. Litológicamente, estos enclaves constituyen un conjunto heterogéneo,

# GRANODIORITA-MONZOGRANITO DE SANTA ELENA

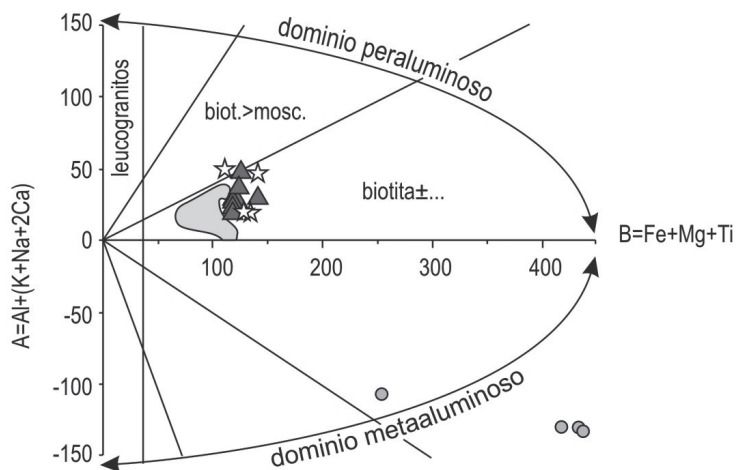
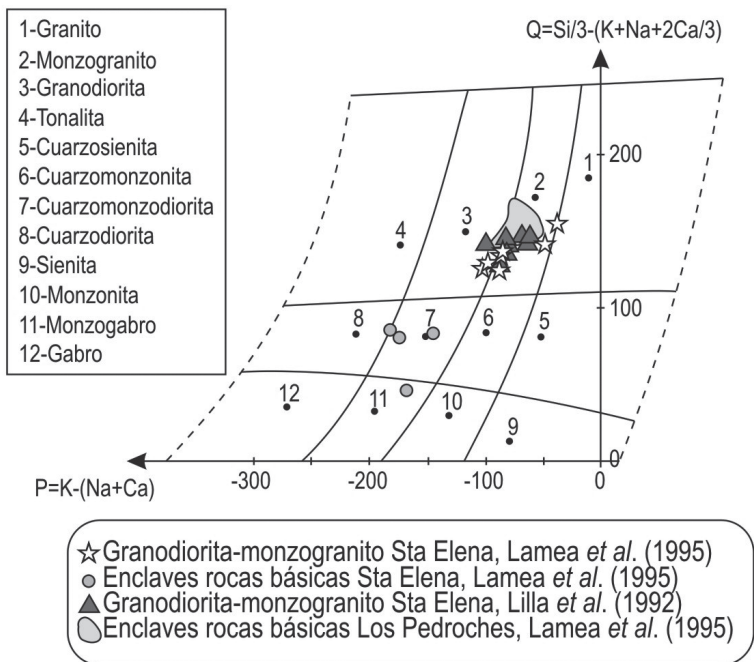


Fig.– 4. Diagramas tipológicos de DEBON y LEFORT (1983) para los litotipos de Santa Elena y la granodiorita de Los Pedroches.

que presentan fenómenos de mezcla magmática con la granodiorita encajante. Mayoritariamente son rocas holocristalinas de color verde oscuro, de tamaño de grano medio y textura hipidimórfica inequigranular. Los minerales principales son: plagioclasa intermedia ( $An_{77-30}$ ), maclada y/o con zonado oscilatorio; anfíbol magnésico-cálcico, como grandes individuos aislados incluidos en plagioclasa o como agregados, biotita pleocroica en placas o en agregados policristalinos, y cuarzo. Como minerales accesorios se observan: esfena, circón, apatito, allanita y opacos. Modalmente, varían desde cuarzomonzodioritas a cuarzogabros, si bien su composición química es de gabros (Figs. 4 y 8).

Químicamente, la granodiorita-monzogranito de Santa Elena se encuentra algo más desplazada hacia el término granodiorítico (carácter más máfico, con menor contenido en sílice y mayores contenidos en hierro y calcio) que la facies general del macizo de Linares, situado unos 15 km al sur (LILLO, 1992), y que el litotipo de la granodiorita-mozogranito de Los Pedroches (LARREA *et al.*, 1995) (Figs. 4 y 8). Geoquímicamente las granodioritas y tonalitas de este plutón son rocas débilmente peraluminosas que pueden integrarse dentro de una asociación aluminico-cafémica de carácter calco-alcálido (LARREA *et al.*, 1995).

Su edad ha sido cifrada en  $331 \pm 34$  Ma por LARREA *et al.* (1999) mediante el método Rb/Sr y recientemente en  $319 \pm 5$  Ma (Montero com. pers., en MARTÍN PARRA *et al.*, 2015) mediante U/Pb por el método de Kober, lo que sitúa su emplazamiento entre el Serpukhoviense superior y el Bashkiriense inferior.

### 3.3. ROCAS FILONIANAS

En este apartado se incluyen diques de edad tardi-post varisca, e incluso eoalpina.

#### 3.3.1. Diques de diabasas (2)

En el sector situado al E de El Centenillo, en la vecina Hoja de Santa Elena (862), y en esta Hoja, se encuentra un cortejo de diques de dirección aproximadamente norte-sur, situados al norte del stock de Santa Elena, encajando en su aureola de contacto, y al norte de la continuación de la misma tanto al este como al oeste del plutón, situándose por tanto en el bloque de muro de la zona de cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide (MARTÍN PARRA, 2003, MARTÍN PARRA *et al.*, 2006). Muestran una composición comprendida entre granitos, granodioritas, dioritas y diabasas, y han sido estudiados por diferentes autores (RICHTER, 1967; BUTENWEG, 1968; TAMAIN, 1972; CHARPENTIER, 1976; RÍOS, 1977; PALERO, 1991; LILLO, 1992).

Son de espesor métrico a decamétrico y muestran un aumento de basicidad de oeste a este, pasando de composición granítica en el sector occidental a diorítica al este del área de estudio, según RÍOS ARAGÜÉS (1977).

En este sector, se trata de diques con direcciones que oscilan entre NNO-SSE (los menos frecuentes) y ENE-OSO, a veces con un trazado zigzagante. La potencia suele ser importante, alcanzando la decena de metros. Aparecen representados en toda la extensión de la Hoja aunque son muy frecuentes en la mitad sur de la misma.

Algunos autores (RICHTER, 1967; BUTENWEG, 1968; TAMAIN, 1972; CHARPENTIER, 1976; RÍOS, 1977) describen la existencia de pórfidos de composición granítica y de composición diorítica en los diques norteados de este sector. RICHTER (1967) describe para los pórfidos dioríticos una mineralogía principal constituida por plagioclasa y hornblenda, y en menor proporción feldespato potásico, cuarzo y biotita. Como accesorios cita apatito, augita, moscovita y opacos. La plagioclasa suele ser zonada, con oligoclasa-andesina en la zona exterior y un núcleo más básico. La hornblenda es ocasionalmente idiomórfica y suele presentarse en agregados con biotita. El feldespato potásico tiene una relación de 0.25 con la plagioclasa. El cuarzo (5-10%) se encuentra como intersticial entre el feldespato y la hornblenda. La biotita, verde a marrón es más abundante en torno a la hornblenda.

RICHTER (1967), por otra parte, describe para los pórfidos graníticos una mineralogía principal constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Como minerales accesorios cita apatito y opacos; y clorita, calcita y sericita como minerales secundarios. El cuarzo es subredondeado con golfos de corrosión. El feldespato potásico está parcialmente sericitizado y ocasionalmente muestra maclado de Carlsbad. La plagioclasa es de composición Oligoclasa-Andesina ( $An_{30}$ ). La biotita es marrón débilmente pleocroica, a veces idiomórfica, muy transformada a clorita.

Los cartografiados en la Hoja, se han caracterizado como rocas granudas de color verde (cuando no están alteradas a masas rojizas), inequigranulares y de grano medio a fino.

Al microscopio, están constituidas principalmente por plagioclasa cálcica, hornblenda y ortopiroxeno, observándose en proporciones accesorias titanita y abundante apatito. Los minerales mayoritarios están alterados parcialmente, apreciándose saussuritización de las plagioclasas, las cuales están transformadas a epidota, zoisita y clinozoisita, y urazitización de los piroxenos, que se han alterado a anfíbol (PALERO, 1991).

### 3.3.2. Filones de cuarzo y barita (3)

Los filones de cuarzo y barita aparecen escasamente representados en la Hoja, contrastando con las vecinas Hojas de Santa Elena (862), y La Carolina (884), donde presentan mineralizaciones de Pb (Ag)-Zn. Estos filones mineralizados fueron explotados intensivamente hasta los años 70, habiendo sido objeto de numerosos estudios (p.ej. TAMAIN, 1972, LILLO, 1992).

En la Hoja de Aldeaquemada son fundamentalmente diques de cuarzo masivo no mineralizado y de color lechoso, que aparecen asociados a fallas de dirección ENE-OSO a ESE-ONO, que en ocasiones parecen tener componente inversa, en los sectores de La Cimbarra y Descuernavacas. Cabe destacar, por su longitud, el filón del cerro de Golondrinas. Únicamente existe un filón de cuarzo de dirección NNO-SSE que parece estar asociado a una mineralización Pb-Zn (minas de La Alamedilla) y otro de dirección NO-SE en el sector occidental del Cerro de las Golondrinas. También de forma excepcional se ha observado un dique de barita, situado entre el cerro de Las Aguzaderas y el río Despeñaperros. En general, los filones aparecen como zonas métricas con múltiples venas de espesor centi- y decimétrico, y ocasionalmente métrico.

## 4. METAMORFISMO

Las rocas comprendidas entre el Alcudiense y el Devónico inferior en el área de la Hoja han sido afectadas principalmente por un metamorfismo regional Varisco,

Por otra parte se observa la existencia de una extensa aureola de metamorfismo de contacto desarrollada alrededor del Plutón de Santa Elena, que continúa al E y O del mismo durante más de 80 km.

### 4.1. METAMORFISMO REGIONAL

Son muy escasos los trabajos sobre las características del metamorfismo regional varisco en el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico y Unidad Parautoctona del Dominio de Obejo-Valsequillo, y especialmente al norte del Batolito de Los Pedroches (CHARPENTIER, 1976; CASTELLÓ y ORVIZ, 1976; ORVIZ *et al.*, 1976; FERNÁNDEZ *et al.*, 2013; MIRA *et al.*, 1987; APARICIO *et al.*, 1997; MARTÍNEZ POYATOS, 1997; MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 2001).

Todos ellos ponen de manifiesto que el metamorfismo en este sector es de grado muy bajo a diagénesis, alcanzándose en algunos puntos el grado bajo.

Los escasos minerales metamórficos, siempre filosilicatos de muy pequeño tamaño y de tipo illita-sericita, están en relación al clivaje desarrollado en las rocas pelíticas y, por tanto, a la fase principal de pliegues verticales que estructura este dominio ( $F_1$  en este sector). Así pues, el desarrollo del metamorfismo regional es coetáneo con la fase de plegamiento principal (FERNÁNDEZ *et al.*, 2013; MARTÍNEZ POYATOS, 1997; LARREA, 1998), y su edad puede estimarse en post-Namuriense inferior (post-Serpukhoviense) y pre-Westfaliense (Bashkiriense superior), puesto que el Culm de los Pedroches está afectado y la Granodiorita de los Pedroches es posterior (MARTÍN PARRA *et al.*, 2015).

En el sector situado al norte del Batolito de Los Pedroches, se observa un incremento en el desarrollo de la foliación asociada a los pliegues de la primera etapa de deformación desde el Anticlinal de Despeñaperros hacia el sur. Esto puede deberse al reaplastamiento producido sobre los pliegues de primera fase por la etapa deformativa posterior, asociada a la Zona de Cizalla Extensional de Puente de Génave-Castelo de Vide, que genera nuevos pliegues coaxiales, que pliegan a los anteriores (RÍOS y RÍOS, 1974; MARTÍNEZ POYATOS, 1997; MARTÍN PARRA, 2003; MARTÍN PARRA *et al.*, 2006) y junto con el efecto de arrastre de la propia zona de cizalla, llega a dar lugar al desarrollo de pliegues tumbados con flancos inversos de casi 1 km (MARTÍN PARRA, 2003; MARTÍN PARRA *et al.*, 2006).

El metamorfismo regional que afecta a los materiales precámbricos y paleozoicos de la Hoja tuvo lugar fundamentalmente durante la primera etapa de deformación varisca. Las areniscas y grauvacas muestran texturas de recristalización blastosamíticas, mientras que las pizarras y filitas presentan texturas lepidoblásticas y no se ha observado la formación de nuevos minerales. Estudios sobre la cristalinidad de la illita realizados por Charpentier (1976) ponen de manifiesto que el metamorfismo es de grado muy bajo, situándose prácticamente en el límite de la anquizona-epizona, pero dentro de esta última.

No se ha descrito metamorfismo regional en relación con las etapas posteriores de deformación. No obstante, en relación con la segunda etapa de plegamiento, relacionada con el desarrollo de la Zona de Cizalla Extensional de Puente de Génave-Castelo de Vide, se desarrolla localmente una foliación de crenulación poco penetrativa en muy bajo grado de metamorfismo y, en la banda afectada por deformación dúctil-frágil asociada a la zona de cizalla, entre El Centenillo y Puente de Génave, se desarrolla una intensa foliación filonítica y milonítica de muy bajo grado constituida por la orientación de sericita, que rodea a los minerales de metamorfismo de contacto asociados al stock de Santa Elena (posterior a la primera fase).

## 4.2. METAMORFISMO DE CONTACTO

El Plutón de Santa Elena desarrolla una aureola de contacto de unos 1.500 m al norte del mismo, mientras que al sur, debido a causas tectónicas, es mucho más estrecha (llegando a ser inferior a 200 m en algunos puntos). Esta aureola se prolonga decenas de kilómetros hacia el oeste y el este del macizo aflorante; desde El Centenillo, por el oeste, hasta Puente de Génave, en los alrededores del embalse del Guadalmena, por el este (CHARPENTIER, 1976; RÍOS ARAGÜÉS, 1977; LARREA, 1998; LARREA *et al.*, 1999, FERNÁNDEZ GIANOTTI *et al.*, 2014; MATAS *et al.*, 2009), coincidiendo principalmente con el trazado cartográfico de las pizarras ampelíticas del Silúrico, siendo su límite sur aproximadamente el del trazado del techo de la Zona de Cizalla Extensional Puente Génave-Castelo de Vide.

Las paragénesis minerales observadas en la aureola indican que en su zona más interna llegaron a alcanzarse condiciones de corneanas piroxénicas (CASTELLÓ y ORVIZ, 1976; ORVIZ *et al.*, 1976; RÍOS ARAGÜÉS, 1977; LARREA, 1998) con sillimanita, andalucita, cordierita, feldespato potásico y biotita. Hacia el exocontacto aparecen esquistos moteados en facies de las corneanas hornbléndicas, caracterizadas por la aparición de andalucita (quiazstolita, con los bordes alterados a sericita y en menor cuantía a caolinita), escasa cordierita pinnitizada y biotita (LARREA, 1998; y datos de esta Hoja). En la parte externa de la aureola aparecen pizarras moteadas con paragénesis de la facies de las corneanas de albíta-epidota, que contienen porfídoblastos de quiazstolita, a menudo retrogradadas a sericita o caolinita (CASTELLÓ y ORVIZ, 1976; VÁZQUEZ *et al.*, 2002), cuyo tamaño y abundancia se van haciendo mayores hacia el endocontacto.

En el borde suroeste del plutón se ha citado la presencia de corneanas piroxénicas con granate (CASTELLÓ y ORVIZ, 1976; RÍOS ARAGÜÉS, 1977, LARREA, 1998). En una revisión de las láminas del MAGNA de la Hoja de La Carolina (884) se han observado en dos láminas, granates pequeños, alotriomórficos, arrosariados, que se orientan paralelamente a una foliación relictas recristalizada, y que seguramente corresponden a metamorfismo regional. Estas muestras no han podido ser localizadas y deben corresponder probablemente a enclaves dentro del Plutón de Santa Elena.

Al sur y al este del plutón se han observado en las pizarras grafitosas del Silúrico, paragénesis con cloritoide, en pequeños prismas orientados al azar o con disposición radial (que parece de contacto)  $\pm$  andalucita. Paragénesis de contacto con desarrollo de cloritoide han sido citadas en la aureola de contacto del Plutón de Santa Elena por MARTÍN PARRA, 2003 y en las de algunos plutones de la zona axial pirenaica (POBLET, 1991; RODRÍGUEZ y CUEVAS, 2009) así como

en otros lugares del mundo (LIKHANOV *et al.*, 2001), en aureolas de contacto sobre metapelitas grafitosas ricas en Fe y Al.

LARREA (1998), teniendo en cuenta las paragénesis de la aureola de contacto, calcula unas condiciones de 3 kbar y 700°C para el emplazamiento del stock de Santa Elena.

## 5. GEOQUÍMICA

### 5.1. ROCAS SEDIMENTARIAS

LILLO (1992) realizó análisis químicos (elementos mayores y traza) en muestras procedentes de diversas formaciones, equivalentes a las denominadas aquí "Pizarras del Río", "Alternancias del Caño (Areniscas de Los Rasos)", "Cuarcitas Botella", "Pizarras de Canteras", "Bancos Mixtos", "Pizarras Chavera", "Caliza Urbana" y "Cuarcita del Criadero"; obtenidas en la presente Hoja y en las de Santa Elena (862), La Carolina (884), y Santiesteban del Puerto (885) (Tablas 1 y 2).

Las areniscas y cuarcitas presentan una relación  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  muy variable, como consecuencia de las variaciones en tamaño de grano y/o composicionales, desde limolitas heterolíticas hasta cuarzoarenitas. En general, según la clasificación petroquímica basada en CROOK (1974) y BLATT *et al.*, (1980), la mayoría de las muestras analizadas son arcosas ricas en cuarzo. Una muestra de los Bancos Mixtos se puede considerar una grauvaca con contenidos en cuarzo intermedios (Figura 5). En conjunto, parece existir una tendencia de términos más silíceos y potásicos (es decir, sedimentos más maduros) hacia techo de la sucesión ordovícica. Con respecto a los contenidos considerados representativos de estas litologías (TUREKIAN y WEDEPHOL, 1961; TAYLOR y MCLENNAN, 1985), la mayoría de las muestras están empobrecidas en Cu, Y, Nb, y enriquecidos en Ni, Zn, Zr, Pb, Th, y U (Figura 7 a y b), encontrándose los valores más altos en muestras de las "Alternancias del Caño (Areniscas de Los Rasos)". En conjunto, los materiales areniscosos y cuarcíticos parecen enriquecerse en Pb hacia techo de la sucesión. Algunos elementos "inmóviles" como Ti, Zr, Y, Nb, parecen tener relaciones (Ti/Y, Nb/Y) coherentes en cada formación a excepción de los Bancos Mixtos.

Las muestras de pizarras y esquistos muestran relaciones  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  entre 0,12 y 0,51. Los pares de elementos litófilos tienen relaciones aleatorias. Con respecto a los valores medios de TUREKIAN y WEDEPHOL (1961), presentan un empobrecimiento generalizado en Sr, U, Rb, Y, Nb y Ba.

Las muestras de "Caliza Urbana" tienen algo de contenido en sílice (1,87-7,85%), en relación a la presencia de cuarzo detrítico. La relación MgO/CaO es muy baja (0,01). La distribución de los elementos menores y traza es errática.

La geoquímica de los sedimentos ordovícicos (p.ej. el contenido en sílice versus relación  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ , ROSER y KORSCH, 1986, Figura 6) indica una cuenca sedimentaria desarrollada en un margen pasivo, donde el material incorporado en los sedimentos tuvo muy poca participación ígnea o volcanogénica y procedía mayoritariamente del reciclado de rocas sedimentarias más antiguas (LILLO, 1992).



Tabla 1. – Composición y relaciones geoquímicas de cuarcitas y areniscas ordovícicas de Sierra Morena Oriental (LILLO, 1992). Elementos mayores en % peso. Elementos menores y trazas en ppm. p.p.c.: pérdida por calcinación.

Tabla 1. – Composición y relaciones geoquímicas de cuarcitas y areniscas ordovícicas de Sierra Morena Oriental (LILLO, 1992). Elementos mayores en % peso. Elementos menores y trazas en ppm. p.p.c.: pérdida por calcinación.

Unidad Formación	9	11	12a	13	13	13	13	13	12c	12c	12c	12c
	Es. Río	C. Botella	P. Cantera	P. Chavera	P. Chavera	P. Chavera	P. Chavera	P. Chavera	C. Urbana	C. Urbana	C. Urbana	C. Urbana
SiO <sub>2</sub>	64,30	54,10	64,54	73,74	50,24	57,48	7,65	7,85	5,65	1,85		
TiO <sub>2</sub>	0,99	1,30	0,90	0,53	1,17	1,11	0,30	0,25	0,23	0,10		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,26	25,42	17,88	8,65	25,47	20,40	0,30	1,88	0,88	0,53		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	5,22	5,83	4,93	9,13	8,39	7,14	0,25	0,95	1,01	0,57		
MnO	0,02	0,03	0,02	0,14	0,06	0,05	0,09	0,04	0,18	0,04		
MgO	1,41	1,33	1,23	1,72	2,58	1,88	0,52	0,69	0,51	0,66		
CaO	0,09	0,23	0,11	0,04	0,15	0,21	49,71	47,79	50,05	53,03		
Na <sub>2</sub> O	0,87	0,34	0,75	0,16	0,49	0,72	0,02	0,05	0,04	0,03		
K <sub>2</sub> O	4,51	6,72	5,22	2,26	5,20	6,62	0,08	0,52	0,26	0,13		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,13	0,06	0,08	0,21	0,12	0,02	0,05	0,03	0,03		
p.p.c.	3,51	4,72	3,29	3,29	5,51	3,60	40,27	39,06	40,50	42,37		
Total	100,31	100,15	98,94	99,74	99,47	99,32	98,93	99,15	99,34	99,38		
Ni	15	48	32	44	58	30	5	7	6	2		
Cu	18	10	17	18	38	22	6	5	11	6		
Zn	86	66	50	4301	235	574	12	12	18	362		
Rb	161	216	209	114	233	232	1	16	8	3		
Sr	38	65	45	10	139	25	216	198	253	183		
Y	37	35	23	21	52	38	5	5	9	4		
Zr	293	234	232	347	145	180	3	43	20	11		
Nb	20	24	18	10	25	22	1	4	2	3		
Ba	886	1135	786	212	1224	1226	25	126	41	26		
Pb	23	11	12	389	25	18	1	2	9	101		
Th	16	22	18	7	28	21	7	7	6	7		
U	6	4	4	2	7	5	1	1	2	1		
Zr/Nb	14,65	9,75	12,89	34,7	5,8	8,18	3	10,75	10	3,67		
Zr/Th	18,31	10,64	12,89	49,57	5,18	8,57	0,43	6,14	3,33	1,57		
Nb/Y	0,54	0,69	0,78	0,48	0,48	0,58	0,2	0,8	0,22	0,75		
Rb/Sr	4,24	3,32	4,64	11,4	1,68	9,28	0	0,08	0,03	0,02		
Ba/Sr	23,32	17,46	17,47	21,2	8,81	49,04	0,12	0,64	0,16	0,14		

Tabla 2.- Composición y relaciones geoquímicas de pizarras y calizas ordovícicas de Sierra Morena Oriental (LILLO, 1992). Elementos mayores en % peso. Elementos menores y trazas en ppm. p.p.c.: pérdida por calcinación.

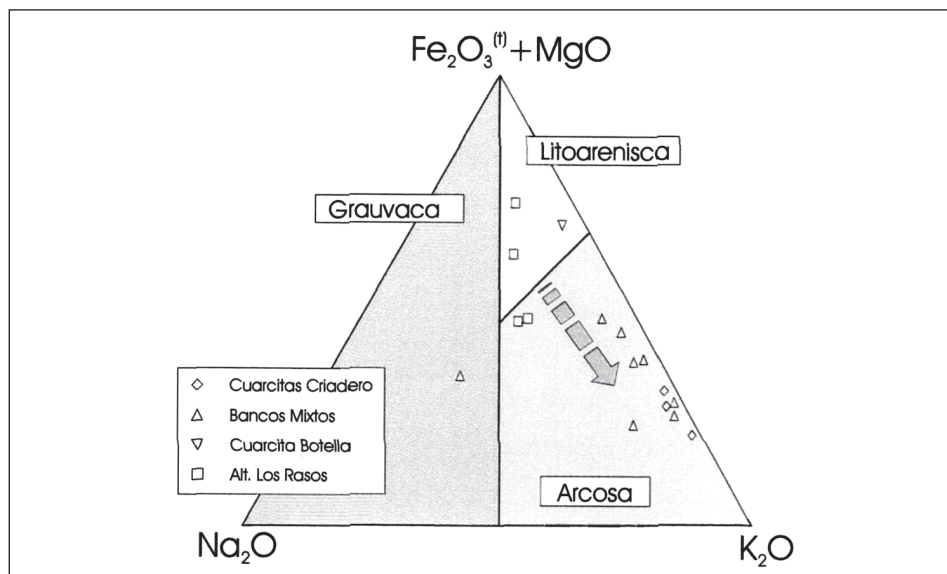


Fig. 5.– Proyecciones composicionales de algunas formaciones ordovícicas en el diagrama petroquímico basado en CROOK (1974) y BLATT et al. (1980). Datos tomados de LILLO (1992).

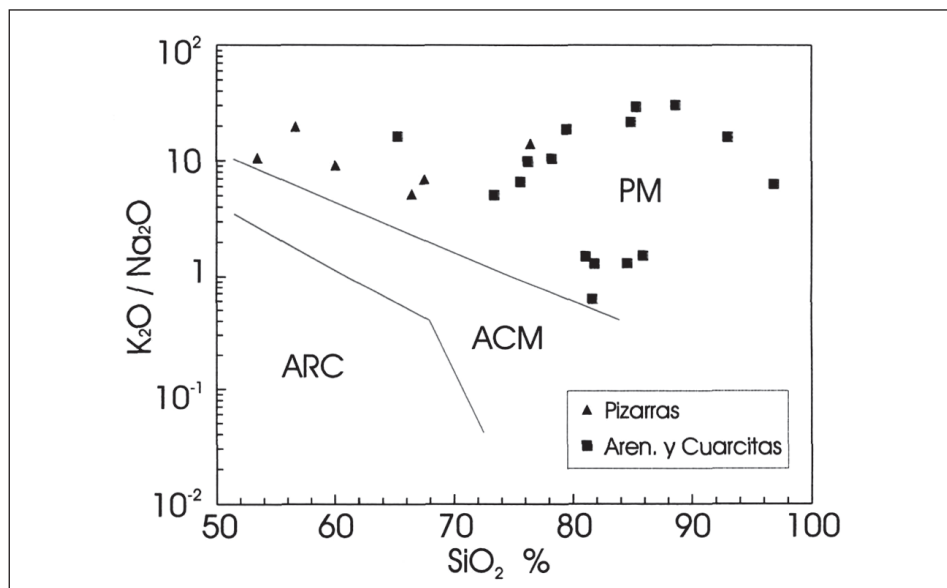


Fig. 6.– Proyecciones composicionales de algunas formaciones ordovícicas en el diagrama de discriminación geotectónica basado en ROSER y KORSCH (1986). Datos tomados de LILLO (1992).

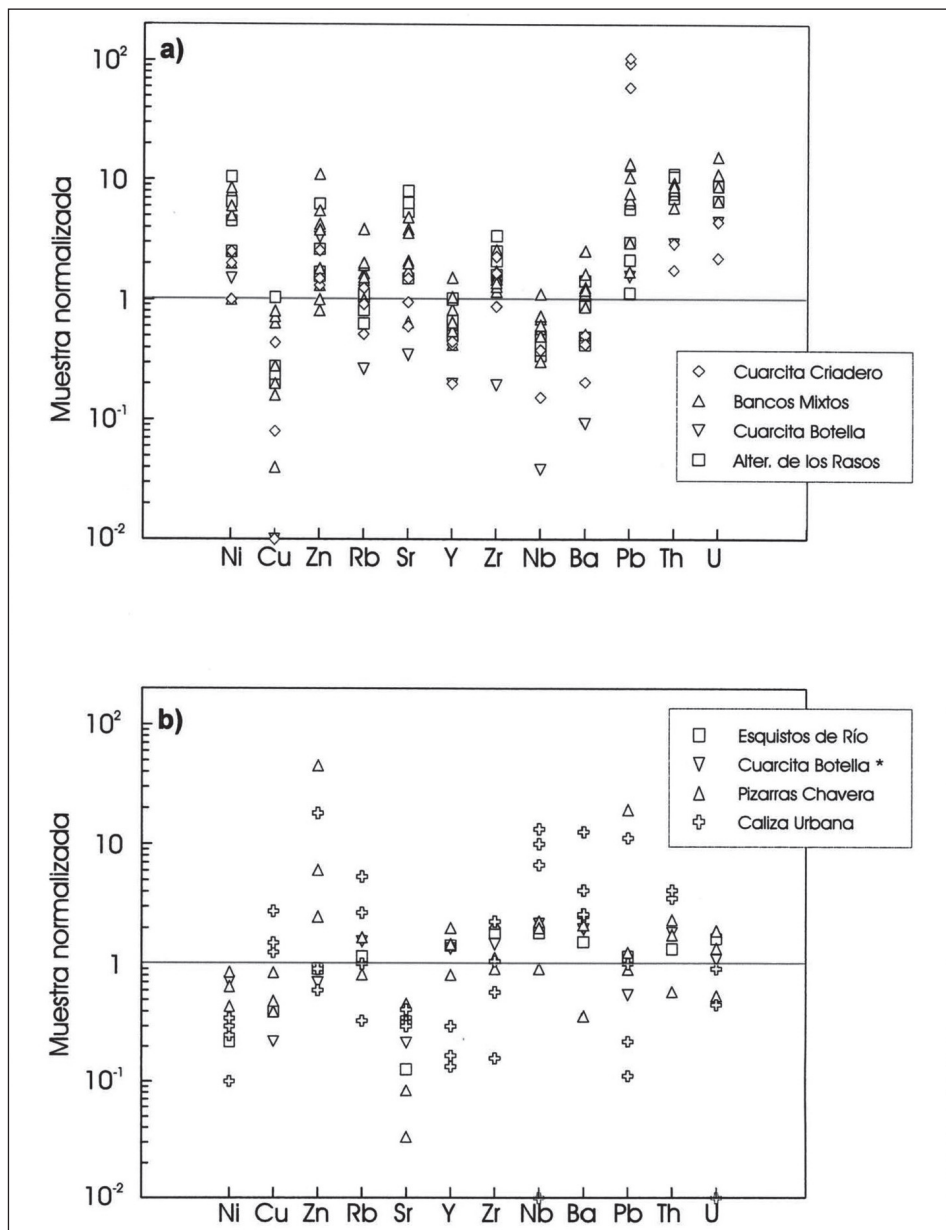


Fig. 7 a y b.– Espectros elementales normalizados de algunas formaciones Ordovícicas (datos tomados de LILLO, 1992; valores de normalización tomados de TUREKIAN y WEDEPHOL, 1961; y TAYLOR y MCLENNAN, 1985).

## 5.2. ROCAS ÍGNEAS

### 5.2.1. Granitoides tardivariscos

Desde el punto de vista geoquímico existen diferencias notables entre la granodiorita-tonalita de Santa Elena, de carácter más máfico, con menores contenidos medios en sílice y más elevados en Fe y CaO, así como mayores contenidos en elementos traza (excepto Rb) situada al N de la zona de cizalla Puente de Génave-Castelo de Vide, y la Unidad Granodiorítica de Los Pedroches, que en opinión de LARREA *et al.* (1995) le confieren a la primera un carácter claramente independiente del magmatismo del Batolito de Los Pedroches.

El litotipo de la granodiorita-monzogranito de Santa Elena es, geoquímicamente, una roca homogénea, que aparece como un término menos “diferenciado” que las facies comunes de la “granodiorita-monzogranito de Los Pedroches” y del “monzogranito de Linares” (LILLO, 1992; LARREA *et al.*, 1995, Tablas 3 y 4). La sílice varía entre 61,6 y 65,1%. Los elementos mayores, salvo el potasio, presentan una correlación negativa con la sílice (Figura 8). Esa misma pauta se advierte en algunos de los elementos menores y traza (Cr, Sr, V, Zr, etc.), a diferencia de otros elementos (Rb, Ba, Y) que muestran un comportamiento incompatible (Figura 8). Los espectros normalizados de tierras raras (REE), se caracterizan por altos contenidos (LARREA *et al.*, 1995, Tabla 4, Figura 9), mayores que los correspondientes a la “granodiorita-monzogranito de Los Pedroches”. Tienen un acusado fraccionamiento REEligeras/REEpesadas ( $[La/Lu]_n = 0,45-0,65$ ) y una marcada anomalía en Eu. Presentan pautas evolutivas que indican un menor fraccionamiento de los espectros de tierras raras con la diferenciación. Son rocas débilmente peraluminosas (valores de la relación A/CNK entre 1,06 y 1,18, Figura 8) que se incluyen dentro de una asociación aluminó-cafémica de tendencia calco-alcalina (DEBON y LEFORT, 1983; Figura 4).

Los enclaves de rocas básicas son de acusado carácter metaluminoso (valores de la relación A/CNK entre 0,77 y 0,78, Figura 8), incluyéndose en una asociación de tipo cafémico. La sílice varía entre 46,84 y 50,34%, presentando bajos contenidos en álcalis ( $Na_2O+K_2O < 4\%$ ) (Larrea, 1998). En relación al litotipo, presentan un mayor contenido en  $Fe_2O_3$ , MgO, CaO, Sr, Ni, etc. y más bajo en  $Al_2O_3$ , álcalis,  $P_2O_5$ , Ba, Rb, Zr (Figura 8). Las tierras raras son menos abundantes que en el litotipo, con espectros normalizados que presentan un grado de fraccionamiento REEligeras/REEpesadas ( $[La/Lu]_n = 7,59-8,25$ ) similar al de aquel (Figura 9). La anomalía en Eu es también menos acusada que en la litología dominante.

## 6. TECTÓNICA

### 6.1. INTRODUCCIÓN

La Cadena Varisca Europea se forma por la colisión de dos grandes bloques continentales (Gondwana y Laurussia) al final del Paleozoico tras el cierre de algunas cuencas oceánicas entre las que existían algunas masas continentales de menor tamaño (Avalonia, Armorica) (PÉREZ ESTAÚN *et al.*, 2004), 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.

SiO <sub>2</sub>	63,62	63,71	64,1	64,23	61,77	64,13	64,19	63,89	65,16	63,8
TiO <sub>2</sub>	0,83	0,85	0,87	0,88	0,94	0,85	0,83	0,9	0,84	0,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,46	16,73	16,75	16,9	17,16	16,36	16,99	16,81	16,64	17,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	5,34	5,49	5,45	5,48	6,37	5,36	5,23	5,67	5,28	5,6
MnO	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,08	0,07	0,08	0,08	0,08
MgO	1,7	1,79	1,6	1,7	2,01	1,65	1,65	1,78	1,69	1,59
CaO	3,74	3,28	3,91	3,65	3,79	3,4	3,69	3,04	3,39	3,84
Na <sub>2</sub> O	3,12	2,78	3,05	2,89	2,93	2,74	2,98	2,78	3,03	2,89
K <sub>2</sub> O	3,72	3,9	3,26	3,67	3,52	3,75	3,82	3,86	3,62	3,67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,25	0,27	0,26	0,4	0,25	0,27	0,26	0,23	0,29
p.p.c.	0,86	0,89	0,39	0,39	0,39	1,28	0,89	0,89	0,78	0,79
Total	100,71	99,76	99,74	100,13	99,37	99,85	100,62	100,33	100,74	100,48
Co	35	37	32	29	35	33	34	33	31	38
Ni	12	13	11	13	13	14	13	14	12	13
Cu	11	9	12	8	13	12	12	11	11	16
Zn	68	71	69	66	82	68	68	72	67	74
Rb	135	142	139	138	152	144	144	149	141	147
Sr	253	232	232	231	231	241	236	233	227	239
Y	32	34	28	29	58	33	29	29	28	36
Zr	227	238	241	243	349	233	226	232	225	246
Nb	12	13	14	14	15	14	12	13	13	14
Ba	711	686	632	697	591	678	701	720	650	745
Pb	25	25	23	25	22	24	28	22	26	23
Th	17	18	18	18	12	16	18	18	20	20
U	3	4	4	4	4	4	3	3	4	5

Tabla 3.- Composición geoquímica de 10 muestras del litotipo de la granodiorita-monzogranito de Santa Elena (LILLO, 1992). Elementos mayores en % peso. Elementos menores y trazas en ppm. p.p.c.: pérdida por calcinación.

	Litotipo				Enclaves rocas básicas			
	Máx.	Min.	Media	Dev	Máx.	Min.	Media	Dev
SiO <sub>2</sub>	64,87	61,62	62,88	1,05	50,34	46,84	48,22	1,42
TiO <sub>2</sub>	0,96	0,72	0,86	0,08	0,89	0,48	0,66	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,17	16,42	16,79	0,31	18,07	12,90	15,07	1,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	6,49	5,04	5,80	0,45	9,70	6,53	8,53	1,20
MnO	0,08	0,06	0,07	0,01	0,16	0,10	0,13	0,02
MgO	1,92	1,43	1,67	0,15	12,96	6,69	11,10	5,56
CaO	4,45	2,91	3,73	0,49	10,16	8,30	9,48	0,72
Na <sub>2</sub> O	3,02	2,45	2,81	0,23	1,88	0,88	1,27	0,40
K <sub>2</sub> O	4,30	3,25	3,71	0,35	2,87	1,29	1,95	0,62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	0,26	0,28	0,02	0,20	0,12	0,16	0,04
p.p.c.	1,61	0,88	1,09	0,23	3,41	2,72	3,12	0,26
Co	83	51	71,71	10,31	63	34	52	10,84
Ni	23	17	20,43	1,92	160	57	131,50	43,11
Cu	26	8	17,29	5,34	36	22	29	7
Zn	102	71	83,86	9,00	58	50	54	4
Rb	164	126	141,57	11,51	91	46	71,25	19,32
Sr	259	204	241,43	17,87	515	288	412	81,68
Y	29	25	27,29	1,58	22	14,50	17,88	3,21
Zr	295	238	272,71	16,33	87	54	69,50	14,26
Nb	10	7	9	1,1	4,10	2,30	3,20	0,90
Ba	731	654	701,14	29,81	363	134	250,50	97,79
Th	21	8	15,86	3,94	8	8	8	0
Be	2,5	2,2	2,24	0,10	1,79	1,10	1,45	0,35
Cr	59	33	44,14	7,10	765	539	643,75	84,16
Ga	25	17	20,57	2,77	18	7	12,50	5,50
Sc	16,78	13	15,07	1,21	38	30,70	34,55	2,64
Cu	26	8	17,29	5,34	36	22	29	7,00
V	87	62	75,57	7,8	252	195	211,50	23,67
La	51,96	41,38	47,87	3,54	19	10,33	14,58	3,54
Ce	115,80	87,04	104,12	8,89	45,70	22,85	33,89	8,97
Nd	55,07	43,08	49,49	3,75	24,25	14,24	19,62	4,55
Sm	13,39	9,20	11,23	1,61	6	4,18	5,09	0,91
Eu	1,84	1,54	1,70	0,10	1,40	1	1,16	0,15
Gd	10	7,85	8,86	0,82	5,59	3,40	4,50	1,10
Dy	6,90	5,62	6,26	0,41	4,01	2,80	3,42	0,59
Er	3,27	2,68	2,96	0,21	2,10	1,27	1,72	0,34
Yb	3,34	2,61	2,99	0,24	1,80	0,99	1,44	0,36
Lu	0,51	0,41	0,47	0,04	0,26	0,13	0,20	0,07

Tabla 4.– Composición geoquímica (valores estadísticos) de las principales litologías que forman el cuerpo granítico de Santa Elena, según LARREA et al. (1995), Elementos mayores en % peso. Elementos menores, trazas y REE en ppm. p.p.c.: pérdida por calcinación.



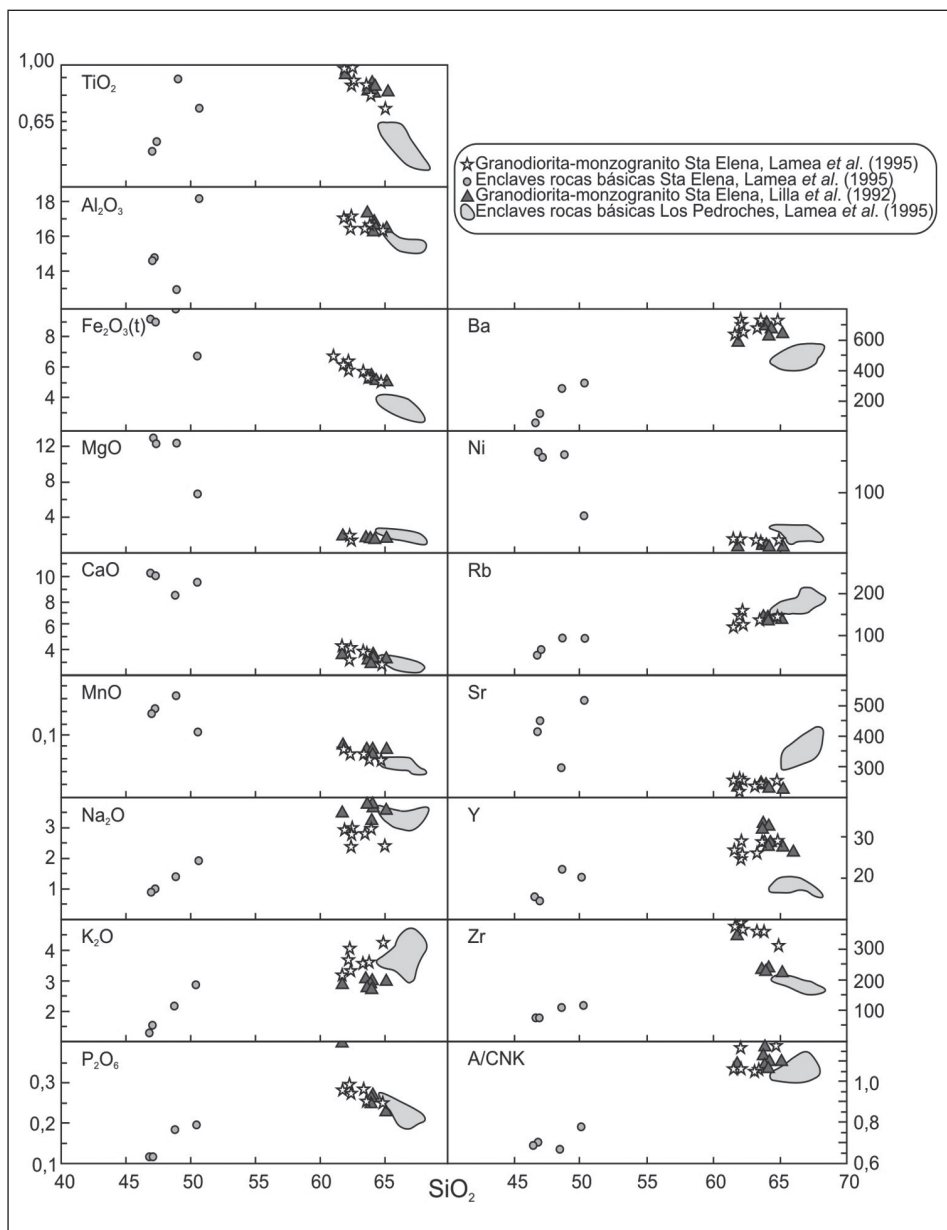


Fig. 8. – Diagrama de variación respecto a la sílice de los litotipos de la granodiorita-monzogranito y rocas básicas de Santa Elena y de la granodiorita de Los Pedroches, según datos de LILLO (1992) y LARREA *et al.* (1995).



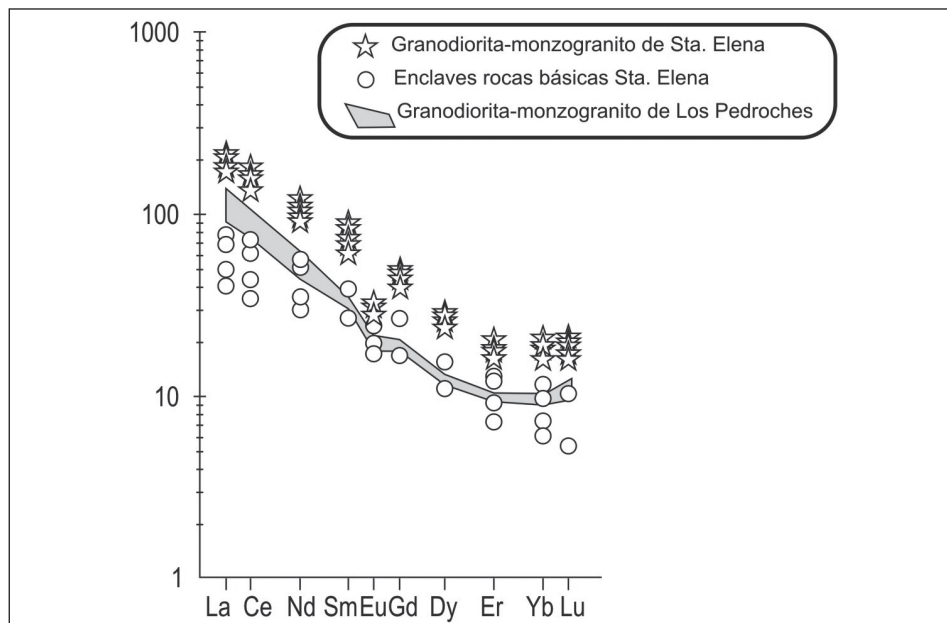


Fig. 9.— Espectro de Tierras Raras normalizadas a valores condriticos de los litotipos de la granodiorita-monzogranito de Santa Elena y de la granodiorita de Los Pedroches según LARREA et al. (1995).

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 Varisca 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 Surportuguesa (Figura 2).

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; ÁBALOS, 1990; QUESADA, 1991), y con más precisión en la Unidad Central (AZOR, 1994) o Unidad Portalegre-Azuaga (MATAS *et al.*, 2015), se pueden diferenciar de acuerdo con Díez BALDA *et al.* (1990) y Díez BALDA y VEGAS (1992) dos dominios: uno septentrional, al que denominan Dominio de los Pliegues Acostados, y otro meridional denominado Dominio de los Pliegues Verticales, siendo el límite entre ambos impreciso debido a las numerosas intrusiones graníticas. El Dominio septentrional fue denominado posteriormente Dominio del Olló de Sapo (AZOR *et al.*, 1992) y el meridional Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2004).

El dominio septentrional (Dominio del Olló de Sapo), se caracteriza por la existencia de afloramientos de gneises 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 (Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico), 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, habiéndose propuesto su individualización como el dominio más meridional de la ZCI (MARTÍN PARRA *et al.*, 2006), con la denominación de Dominio de Obejo-Valsequillo.

La Hoja de Aldeaquemada, se encuadra casi en su totalidad, en el dominio meridional de la ZCI también denominado Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico; estando únicamente su borde meridional, al S de la Falla Puente Génave-Castelo de Vide, dentro del Dominio de Obejo-Valsequillo (Figuras 2 y 3).

La estructura general de la región responde a la superposición de las fases principales de deformación varisca más los efectos de etapas posteriores de fracturación tardivariscas y alpinas.

Los dos dominios separados en la ZCI por Díez BALDA *et al.* (1990) y Díez BALDA y VEGAS (1992) se diferencian por el carácter rotacional o no rotacional de la deformación producida por la 1ª fase varisca, y se diferencian en el estilo y número de fases de deformación diferenciadas.

En el segundo de dichos dominios (Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico) se pueden distinguir a su vez tres sectores en base al estilo de las fases de deformación variscas sucesivas.

El primero de estos sectores se extiende principalmente por el área de Salamanca (Díez BALDA, 1986; MARTÍN IZARD, 1986; Díez BALDA *et al.*, 1995; ESCUDER *et al.*, 1994, 1995; ESCUDER, 1998), por el Sistema Central (GONZÁLEZ LODEIRO, 1980; MACAYA *et al.*, 1991; DOBLAS *et al.*, 1994 a y b, RUBIO PASCUAL, 2013 y RUBIO PASCUAL *et al.*, 2013) y la Unidad Migmatítica de Toledo (HERNÁNDEZ ENRILE, 1991; MARTÍNEZ-SALANOVA *et al.*, 2009). En él se distinguen cuatro fases de deformación varisca cuya descripción, a grandes rasgos, es la siguiente:

- La primera ( $F_1$ ), es solo observable en el área de Salamanca, donde dio lugar a pliegues sinesquistosos ( $S_1$ ) de gran longitud de onda, dirección NO-SE y sin vergencia definida o

algo vergentes al norte. En el resto del área solo se observa como una foliación relictas incluida en porfiroblastos rodeados por la foliación principal ( $S_2$ ).

- La segunda ( $F_2$ ) se pone de manifiesto por la presencia de pliegues de plano axial subhorizontal que afectan a las estructuras de  $F_1$  con una esquistosidad asociada ( $S_2$ ) que llega a adquirir carácter de *schistosity*, siendo la  $S_p$  (esquistosidad principal) en la mayoría de este sector.

Se ha interpretado (DÍEZ BALDA *et al.*, 1992, 1995; ESCUDER *et al.*, 1994, 1995; ESCUDER, 1998; RUBIO PASCUAL, 2013 y RUBIO PASCUAL *et al.*, 2013) como cizallas subhorizontales, de varios kilómetros de anchura, con desplazamiento del bloque superior hacia el SE y sin que llegue a aflorar el bloque inferior. En opinión de los autores citados dicho movimiento podría deberse a una extensión sin-convergencia de la cadena, dado que se produce un apretamiento de las isogradas metamórficas de carácter sustractivo.

- La tercera fase ( $F_3$ ) se identifica por variaciones en el buzamiento de  $S_2$  producidas por pliegues, a todas las escalas, de gran longitud de onda y pequeña amplitud y dirección ONO-ESE aproximadamente homooxiales con los de  $F_1$ . Lleva asociada, en ocasiones una esquistosidad ( $S_3$ ) de crenulación. En los núcleos de las antiformas de  $F_3$  es donde más patente se hace la presencia de la  $F_2$ , ya que en ellas afloran los niveles estructurales más bajos.
- Por último, se ha denominado cuarta fase en el Sistema Central a una etapa de colapso gravitacional acompañada por la intrusión de abundantes granitoides de anatexia. En la zona de Salamanca da lugar a estructuras de dirección N-S de carácter dúctil-frágil, en el flanco norte del Sinclinal de Tamames, con pliegues suaves asociados que originan estructuras de interferencia con los pliegues de  $F_1$ . Lleva asociada una esquistosidad grosera espaciada, de desarrollo irregular, y la dirección de acortamiento es E-O.

El segundo sector, del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico, se sitúa al sur del anterior y ocupa la mayoría de este dominio, extendiéndose hasta la Zona de Cizalla Puente Génave-Castelo de Vide. La Hoja se encuentra casi totalmente dentro de sus límites, salvo su extremo meridional. Están representadas tres fases de deformación varisca.

- En esta zona la primera fase descrita ( $F_1$ ). Dio lugar a pliegues de todas las escalas, con ejes de horizontales a subhorizontales y direcciones variables debido a las deformaciones posteriores aunque predominan las NO-SE a E-O; los planos axiales son subverticales o con ligeras vergencias tanto al NE como al SO. La deformación no superó en la mayor parte de la región el dominio epizonal, con metamorfismo de grado bajo a muy bajo. Está acompañada con el desarrollo de una esquistosidad ( $S_1$ ) de tipo *slaty cleavage* grosero en los materiales pelíticos y de tipo *rough cleavage* en los arenosos. La esquistosidad principal ( $S_1$ ) suele aparecer en posición subvertical, con ligeras vergencias tanto al NE como al SO, excepto cuando la intensidad de las deformaciones posteriores la distorsiona.

El mecanismo de plegamiento depende de la competencia y del mayor o menor grado de homogeneidad de los materiales afectados. Cuando predominan las alternancias de capas de competencia diferente predomina el “buckling”, al que se suma un aplastamiento previo, que aumenta cuando aumenta la proporción de facies pelíticas. Cuando predo-

minan las capas competentes (cuarcitas, areniscas, calizas) los pliegues normalmente tienden a ser concéntricos y a medida que aumenta la proporción de tramos incompetentes, los pliegues adoptan morfologías angulosas con flancos rectos y charnelas estrechas más o menos redondeadas. Cuando predominan los materiales pelíticos los pliegues adoptan geometrías similares o próximas a ellas al sumarse el aplastamiento al “buckling”, pudiendo llegar a ser isoclinales.

En los últimos estadios de la deformación asociada a la Fase 1 se originan una serie de fracturas paralelas a las estructuras. En algunos casos se puede deducir su relación con el mecanismo de plegamiento: en un momento determinado de la evolución de un pliegue se produce la rotura de uno de esos flancos originándose un pliegue falla. Normalmente son fallas inversas de plano vertical o subvertical, casi nunca muy tendidas. En otros casos su carácter original es más difícil de deducir debido a reajuegos posteriores.

- La segunda fase ( $F_2$ ) se desarrolla posteriormente a la primera fase varisca, más al S, en la presente Hoja y en las Hojas de Venta de los Santos (864), Santisteban del Puerto (885), Santa Elena (862), La Carolina (884) y más hacia el ONO, una superficie de despegue relacionada con un episodio extensional, que genera una ancha zona de cizalla en condiciones de metamorfismo de grado muy bajo a bajo en el autóctono (Zona de Cizalla Puente Génave-Castelo de Vide; MARTÍN PARRA *et al.*, 2006), a la que se asocian pliegues de gran amplitud, que en su mayor parte se caracterizan por no tener una vergencia definida.
- La tercera fase ( $F_3$ ) de la zona meridional del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico se correspondería con la Fase 3 de RÍOS ARAGÜÉS (1977b) y sería equivalente a la  $F_4$  descrita en la zona de Salamanca, con dirección de acortamiento E-O. Se manifiesta por un cambio en la posición de los esfuerzos lo que dio lugar a la modificación más o menos acusada de las estructuras previas. Por otro lado la deformación no se distribuyó de manera uniforme, sino que se concentró en determinadas zonas por lo que no se reconoce una esquistosidad generalizada asociada con ella. Dio lugar a una fase de replegamiento de dirección N-S a  $N10^\circ E$  con gran longitud de onda y pequeña amplitud, así como bandas de cizalla con deformación dúctil-frágil con movimientos en dirección tanto sinistros como dextros y dirección NO-SE y NE-SO respectivamente, que interfirió tanto con el de la 1ª fase, como con las estructuras de la Segunda Fase (Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide y pliegues asociados) originándose arqueamientos de las estructuras y figuras de interferencia (domos y cubetas, principalmente en las zonas de charnela de los pliegues de 1ª fase) (Figura 10).
- Fracturación tardivarisca. Comienza con fallas de dirección E-O que en Hojas más orientales han sido relacionadas en origen con la  $F_2$  como fallas tensionales de esta (si bien en esta Hoja no hay datos que permitan asegurarlo); presentando posteriormente reajuegos de desgarre sinistro-inversos (MATAS *et al.*, 2009b) tardivariscos reactivados bajo esfuerzos alpinos y neotectónicos.

Continúa con una etapa de carácter esencialmente frágil que responde a un acortamiento de dirección N-S que se manifiesta principalmente por dos juegos de fallas conjugadas (cizallas frágiles) de direcciones NNO-SSE a NO-SE y NNE-SSO o NE-SO y sentidos de desplazamientos principales dextro y sinistro respectivamente.



isogradas y a una fuerte reducción del espesor de la Unidad Central (AZOR *et al.*, 2004). En relación con este colapso extensional se genera la cuenca del Guadiato-Pedroches (MARTÍNEZ POYATOS, 1997), en la que se depositan los materiales del Tournaisiense-Viseense superior.

- Tercera fase. A continuación tiene lugar un episodio compresivo (MARTÍNEZ POYATOS, 1997; MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 1998) que comienza en la base del Serpukhoviense con el desarrollo de un cabalgamiento vergente al Noreste (cabalgamiento basal de las Unidades Alóctonas del DOV), al que sigue un plegamiento con desarrollo de pliegues levantados con clivaje asociado, que pliega a este cabalgamiento y es la primera deformación que afecta a la Unidad Parautoctona del DOV.
- Finalmente una etapa de Fracturación Tardivarisca da lugar al desarrollo de cabalgamientos hacia el NE y una componente de desgarre sinistro, así como a fallas de dirección entre E-O y ENE-OSO con sentido de desplazamiento sinistro y recorridos kilométricos y otras fallas de dirección NNO-SSE con recorridos también kilométricos y movimientos de desgarre dextro.

En los materiales precámbricos y paleozoicos que afloran en la Hoja de Aldeaquemada se reconocen los efectos de la Orogenia Varisca y de, al menos, dos episodios deformativos prevariscos que afectan a la sucesión preordovícica. Además, se reconocen otras deformaciones más recientes, fundamentalmente de fracturación, de edad tardi-postvarisca y eoalpina.

Regionalmente, la deformación prevarisca se pone de manifiesto esencialmente por la existencia de dos discordancias angulares. La discordancia más antigua separa los materiales del denominado “Alcudiense” superior de los correspondientes al conjunto del “Alcudiense” inferior. La más moderna se sitúa entre los materiales del Ordovícico y los del Vendiciense (Ediacárico)-Tommotiense (Terreneuvian). Ambas deformaciones son las responsables de la estructura interna del anticlinal de Alcudia (PALERO, 1991, 1993; MARTÍNEZ POYATOS, 1997).

La Orogénesis Varisca es el principal evento deformativo reconocible en la Hoja. Aunque a escala regional, en el Dominio de los Pliegues Verticales (DÍEZ BALDA y VEGAS, 1992) o del Complejo Esquisto-Grauváquico (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2004) se han descrito tres fases principales de deformación, en este sector de Sierra Morena oriental únicamente se han identificado con extensión regional dos fases tectónicas de diferente carácter e intensidad, y otra localizada a lo largo de una banda de dirección media E-O de gran longitud. La primera de ellas es equiparable a la tercera fase de deformación regional descrita para el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico en el sector Salamanca-Sistema Central. Esta fase afecta de forma generalizada a toda la zona, dando lugar a la mayoría de las estructuras de plegamiento que aparecen en ella y a la esquistosidad principal.

La segunda fase, solo representada en el borde meridional de la Hoja, da lugar a una superficie de despegue relacionada con un episodio extensional, que genera una ancha zona de cizalla dúctil-frágil en condiciones de metamorfismo de grado muy bajo a bajo en el autóctono (Zona de Cizalla Puente Génave-Castelo de Vide; MARTÍN PARRA *et al.*, 2006). Afecta a la aureola de contacto del stock de Santa Elena, y se asocian a ella pliegues de gran amplitud, que en su mayor parte se caracterizan por no tener una vergencia definida.

En el sector de Sierra Morena oriental-Anticlinal de Alcudia, la deformación que se ha interpretado como causada por la tercera fase de deformación varisca se correspondería con la Fase 3 de RÍOS ARAGÜÉS (1977) y sería equivalente a la  $F_4$  descrita en la zona de Salamanca, con dirección de acortamiento E-O. No se distribuyó de manera uniforme, sino que se concentró en determinadas zonas por lo que no se reconoce una esquistosidad generalizada asociada con ella, restringiéndose fundamentalmente a cizallas o bandas de cizallas frágiles transcurrentes, de dirección mayoritaria NO-SE y movimiento sinistro (ROIZ, 1979; ORTEGA, 1988), así como a una fase de replegamiento de dirección N-S a N10°E con gran longitud de onda y pequeña amplitud.

Las deformaciones tardivariscas y eoalpinas son de carácter fundamentalmente frágil. Se inician en una etapa extensional frágil-dúctil, generándose posteriormente *grabens* extensionales en el Pérmico superior-Triásico (LILLO, 1992).

Los numerosos puntos de emisión de volcanismo cuaternario de Campo de Calatrava, localizados en sectores al norte y noroeste de la Hoja; y la estructuración en bloques limitados por fallas NE-SO afectando a la cobertera mesozoica y cenozoica en sectores al sur de la Hoja (Bailén, Linares, etc.) ponen de manifiesto que la actividad tectónica alpina fue relativamente importante en el área.

## 6.2. TECTÓNICA PREVARISCA

Los efectos de la tectónica prevarisca son prácticamente irreconocibles en la Hoja, fundamentalmente a causa de la escasa extensión de afloramientos preordovícicos que aparecen en ella. En otros sectores del anticlinal de Alcudia donde afloran grandes extensiones de esos materiales, el análisis de la deformación precámbrica resulta difícil debido a causas tales como la propia monotonía de los conjuntos litoestratigráficos precámbricos, la falta de esquistosidad asociada a los eventos deformativos y a la superposición de una intensa deformación varisca.

### 6.2.1. Tectónica intraprecámbrica

Aunque no se ha reconocido dentro de la Hoja de Aldeaquemada, a escala regional, la tectónica precámbrica se pone en evidencia por una discordancia angular que separa los materiales del conjunto litoestratigráfico del Alcudiense superior-Tommotiense (Terreneuvian) de aquellos que forman el conjunto del Alcudiense inferior. BOUYX (1970) ya describió esa discordancia en el anticlinal del río Esteras, al NO de la Hoja de Mestanza. Posteriormente, CRESPO y REY (1971) y CRESPO *et al.*, (1971 a y b) reconocen la discordancia en el anticlinal de Alcudia, en los arroyos del Tamujar y de Fuente de Guardas, al sur de Cabezarrubias. Sin embargo, trabajos posteriores de TAMAIN (1972), PARGA y VEGAS (1975), CAPOTE *et al.* (1977), MORENO (1977a), ROIZ (1979), y ROIZ y VEGAS (1980) descartaban la existencia de la discordancia intraprecámbrica, considerando un único ciclo precámbrico. La falta de concordancia en las localidades descritas por BOUYX (1970) y CRESPO *et al.* (1971) era justificada como fenómenos de tectónica tangencial (TAMAIN, 1972) o discordancias intraformacionales locales (MORENO, 1977 a y b).

Los trabajos cartográficos de AMOR y ORTEGA (1987), ORTEGA y SÁNCHEZ VIZCAÍNO (1987) y GARCÍA SANSEGUNDO *et al.* (1987) pusieron de manifiesto la existencia de una tectónica precámbrica que afectó al Alcudiense inferior en el entorno regional. ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO



(1986) llevaron a cabo una revisión de la discordancia en las localidades donde había sido previamente descrita de los anticlinales de Esteras y de Alcudia, y la describen, además, en el anticlinal de Tirteafuera, señalando la extensión regional de la misma y su situación entre los dos conjuntos precámbricos. La deformación precámbrica consistiría en un débil plegamiento que no asoció esquistosidad ni metamorfismo regional y cuya edad se sitúa en el Vendiano inferior o medio (ORTEGA y GONZÁLEZ LODERO, 1986). Posteriormente, la discordancia es reconocida en el anticlinal de Agudo (PIEREN *et al.*, 1987) y en general en toda la extensión de afloramientos precámbricos en Extremadura y Montes de Toledo (NOZAL *et al.*, 1988 a y b; PARDO y ROBLES, 1988; PIEREN y HERRANZ, 1988). Hacia el este, LORENZO-ÁLVAREZ y SOLÉ (1988) la describieron también en el sector SE de Abenójar; PALERO (1991 y 1993) y MARTÍNEZ POYATOS (1997) en la parte central y oriental del anticlinal de Alcudia. Con ello queda demostrado el alcance regional de la discordancia intraprecámbrica en toda la parte meridional de la Zona Centroibérica.

La ausencia de esquistosidad asociada a los pliegues indicaría que fueron causados por una compresión poco importante. Ello puede deberse a la situación del área en relación con el orógeno precámbrico, o bien, como ha sugerido RIBEIRO (1974), a la adaptación de un "tegumento" a la deformación por fracturas y movimientos en la vertical de un zócalo rígido.

En cuanto a la edad de esta discordancia, TALAVERA *et al.* (2015) obtienen una edad deposicional máxima de 580-560 Ma para el Alcudiense inferior situado inmediatamente por debajo de la misma, y de 550-540 Ma para el Alcudiense superior situado inmediatamente sobre la discordancia, que atribuyen a un evento de plegamiento Cadomiense tardío.

### 6.2.2. Tectónica anteordovícica

Entre los materiales de la "Formación de Base" y los materiales infrayacentes precámbricos del Alcudiense superior, se sitúa una discordancia angular que ya fue identificada en el Anticlinal de Alcudia por REDLIN (1955) y RICHTER (1967).

MARTÍNEZ POYATOS (1997) cita esta discordancia en el flanco meridional del Anticlinal de Alcudia, con el mismo carácter, dando un cambio aparente de vergencia estructural a ambos lados de la misma; y CAPOTE y HERNÁNDEZ ENRILE (1969) la citan en el núcleo del Anticlinal de Despeñaperros, en esta Hoja. En este último caso, las rocas del Ordovícico temprano se apoyan sobre rocas del Alcudiense inferior. Equivale a la discordancia atribuida a la Fase Toledánica en los Montes de Toledo por LOTZE (1956), aunque se la conoce erróneamente como discordancia Sárdica, pues la verdadera discordancia Sárdica se sitúa en el Ordovícico medio-superior (HAMMAN *et al.*, 1982).

Asociados a los movimientos que dan lugar a esta discordancia se han descrito pliegues sin deformación ni metamorfismo asociado (DÍEZ BALDA *et al.*, 1990). La geometría y dirección de estos pliegues apenas ha sido estudiada en este sector, si bien en otros sectores del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico se han descrito pliegues de dirección N-S a NE-SO, verticales abiertos (OENING SOEN, 1970; RODA, 1986).

La distribución de afloramientos del conjunto superior precámbrico se realiza en bandas NO-SE que aparecen limitadas, en su mayoría, por fallas subverticales que no parecen afectar a los



materiales del Ordovícico inferior que flanquean el anticlinal. Una de estas estructuras es la denominada Falla del Guijo (PALERO, 1991, 1993) que atraviesa el valle de Alcludia desde la zona de Villalba en la Hoja de Mestanza hasta el collado del Lobo en la vecina Hoja de Santa Elena. Esta falla separa dos bloques, el hundido situado al SO. Tomando como referencia la superficie de la discordancia intraprecámbrica, PALERO (1991, 1993) calcula un salto aproximado de 800 m. Según este autor, esta estructura se habría reactivado a comienzos del Ordovícico, con movimiento en sentido contrario.

### 6.2.3. Edad de las deformaciones prevariscas

Algunos autores atribuyen toda la deformación prevarisca a los movimientos sárdicos (LOTZE, 1946; PARGA y VEGAS, 1971). Otros autores han relacionado el "Alcudiense" con el "Briove-riense" del Macizo Armoricano francés (BOUYX, 1970; TAMAIN y OVTRACHT, 1971; TAMAIN, 1972), en cuyo caso la deformación se produjo durante la Orogenia Cadomiense.

Si se consideran las dos discordancias que limitan los conjuntos precámbricos, al menos existen dos etapas tectónicas preordovícicas en la región, una de ellas intraprecámbrica y otra de edad incierta, probablemente cámbrica.

La edad de la discordancia intraprecámbrica o intra-alcudiense era hasta ahora difícil de estimar a causa de la ausencia de dataciones precisas del "Alcudiense" inferior. Si se aceptaba para esta unidad una edad correspondiente al Rifeense superior según MITROFANOV y TIMOTEIEV (1977; en SAN JOSÉ, 1983), que podría extenderse hasta el Vendiente inferior (SAN JOSÉ *et al.*, 1990), puesto que el conjunto del "Alcudiense" superior era atribuido al Vendiente superior-Cámbrico inferior (VILAS *et al.*, 1987; SAN JOSÉ *et al.*, 1990), el plegamiento intraprecámbrico se habría producido en el Vendiente inferior o medio. Otros autores (PALACIOS, 1989; VIDAL *et al.*, 1994) han propuesto una edad Vendiente superior para materiales del Grupo Domo Ex-tremeño, en cuyo caso la deformación sería Vendiente superior.

Recientemente TALAVERA *et al.* (2015) obtienen mediante U/Pb en circones detríticos, una edad deposicional máxima de 580-560 Ma (Ediacárico/Vendiente superior) para el Alcudiense inferior situado inmediatamente por debajo de la misma, y de 550-540 Ma (Ediacárico/Vendiente terminal) para el Alcudiense superior situado inmediatamente sobre la discordancia, lo que confirma que la deformación es intra-ediácrica superior (intra-vendiente superior). Los citados autores la atribuyen a un evento de plegamiento Cadomiense tardío.

### 6.2.4. Otros movimientos prevariscos durante el Paleozoico

Durante la sedimentación de la sucesión paleozoica tuvieron lugar movimientos cuya consecuencia más evidente fue producir cambios de espesor y facies en algunas formaciones. Así, en la "Formación de Base" se advierten cambios de espesor notables en zonas próximas. Tales variaciones de potencia se han interpretado como consecuencia de la fosilización de un paleorre-lieve (BOUYX, 1970; TAMAIN, 1972). Sin embargo, los cambios de espesor tan rápidos como el observado en relación con ciertas estructuras (p.ej. la Falla del Guijo, en la Hoja de Mestanza), parecen indicar que esas estructuras previas rejugaron como fallas normales, en un régimen

distensivo, que dio lugar al desarrollo de fosas y semifosas durante la sedimentación del Ordovícico basal (MCDUGALL *et al.*, 1987).

Por otra parte, la presencia de manifestaciones volcánicas intercaladas en la serie, entre las que destaca por su continuidad lateral la del techo de las Pizarras del Río, que desarrolla un episodio volcánico y volcanoclástico, muy continuo en los afloramientos al SE de la Hoja de Venta de los Santos (864) (MATAS *et al.*, 2009), se interpreta como episodios de fracturación, con estructuras muy profundas, según se deduce de la composición litológica de las vulcanitas. En la presente Hoja, este episodio se detecta hacia el techo de la Fm Capas Pochico y continúa en las Pizarras del Río (Ordovícico medio), pasando a estar representado solo a techo de las Pizarras del Río en sectores más orientales.

Existe una discontinuidad, a escala regional, entre la Caliza Urbana (Kralodvoriense) y las Pizarras Chavera suprayacentes, pertenecientes al Ashgill terminal (Kosoviense o Hirnantense). Se detectan variaciones de espesor en la Caliza Urbana, desde más de 10 m a su desaparición. La propia formación Caliza Urbana tiene un componente volcánico muy alto con niveles de rocas vulcanoclásticas, que localmente llegan a reemplazar a los paquetes carbonatados. Por otra parte, en la vecina Hoja de Villanueva de los Infantes (813) (LEYVA *et al.*, 2009), aparecen pliegues es lumpados y brechas intraformacionales en los Bancos Mixtos, debajo de las Pizarras Chavera.

La discontinuidad estratigráfica del Ashgill se ha relacionado por diversos autores (ROBARDET, 1981; ROBARDET y DORÉ, 1988; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1990) con movimientos epirogénicos o con regresiones marinas como consecuencia de glaciaciones. Alternativamente, el origen de la discontinuidad se ha relacionado con fenómenos de inestabilidad tectónica (p.ej. PINEDA, 1987). Así, en el sector de Las Villuercas-Montes de Toledo se ha inferido la existencia de paleofallas normales en un régimen distensivo (PIEREN, 1986), al que se asociarían manifestaciones volcánicas como las que se encuentran localmente en la Caliza Urbana, como en el caso del área de El Centenillo (en la vecina Hoja de Santa Elena).

El contexto tectosedimentario apunta a la existencia de un episodio de deformación de carácter extensivo con fracturación, efusiones volcánicas y movimientos sinsedimentarios que dan lugar a subsidencias diferenciales intracuenca. Todo queda fosilizado por la transgresión de las Pizarras Chavera, que además son sedimentos glaciomarininos, relacionados con la glaciación de tipo *Inlandsis* de edad Ordovícico superior (Hirnantense) (MATAS *et al.*, 2005).

La inestabilidad parece abarcar gran parte del Silúrico, quedando registrada en las "Alternancias Volcanosedimentarias", de las Hojas aledañas. A esta etapa de inestabilidad tectónica parece relacionarse un metamorfismo de grado muy bajo que se halla registrado fundamentalmente en el sustrato anteordovícico, y cuya edad de cierre  $^{40}\text{Ar}\text{-}^{39}\text{Ar}$  oscilaría entre 420 y 423 Ma. (DALLMEYER y PIEREN, 1987, recalculados por los mismos autores en 1989).

Otra formación que muestra importantes variaciones en su espesor, incluso en distancias cortas, es la Cuarcita del Criadero (GARCÍA PALACIOS *et al.*, 1996), que en algún caso han sido atribuidas a movimientos tectónicos (TAMAIN, 1964). Sin embargo, al menos en el flanco sur del Anticlinal de Alcudia y en el ámbito de las Hojas de Santa Elena, Aldeaquemada, La Carolina

y Santisteban del Puerto, estos cambios aparentes en espesor no parecen ser los efectos de movimientos sinsedimentarios, sino más bien de origen tectónico. Estarían relacionados con un despegue de carácter sustractivo en la base de la zona de cizalla dúctil-frágil desarrollada a muro de la Falla extensional de Puente Génave-Castelo de Vide, que llegaría a suprimir a la Cuarcita del Criadero, poniéndose en contacto directo las pizarras grafitosas silúricas con las Pizarras Chavera, la Caliza Urbana o los Bancos Mixtos, en el borde SO de la Hoja, e incluso en sectores vecinos, de las Hojas de Santisteban del Puerto (885) y La Carolina (884), sobre las Cuarcitas Botella y las Alternancias de El Caño (MARTÍN PARRA, 2003).

Regionalmente, la sucesión del “Culm” parece apoyarse indistintamente sobre materiales silúricos y del Devónico, fenómeno que ha sido interpretado por algunos autores como una discontinuidad o una discordancia (RICHTER, 1967; BUTENWEG, 1968; KETTEL, 1968, ORVIZ *et al.*, 1976; RÍOS ARAGÜÉS, 1977). Sin embargo, ya PALERO (1991) sugiere que este contacto anómalo se debe, más probablemente, a estructuras variscas/tardivariscas que a movimientos más antiguos. De hecho, casi todo el límite norte del Culm de Pedroches corresponde a un accidente extensional ONO-ESE a E-O, posterior a la intrusión del Plutón de Santa Elena, con el bloque meridional hundido, denominado Zona de Cizalla Puente de Génave-Castelo de Vide (MARTÍN PARRA, 2003; MARTÍN PARRA *et al.*, 2004, 2006).

### 6.3. TECTÓNICA VARISCA

Tras los depósitos de facies “Culm” de edad Tournaisiense-Namuriense tuvo lugar en este sector de la ZCI la Orogenia Varisca, de la que únicamente son reconocibles, para todo el sector comprendido entre la Falla de Toledo y la de Puente Génave-Castelo de Vide, dos etapas principales de plegamiento, si bien en su área más meridional (donde se incluye esta Hoja) se intercala entre ambas otra fase de deformación ligada al evento tectónico que dio lugar a la última falla.

La primera fase fue la principal y se desarrolló como consecuencia de un acortamiento de dirección aproximada N-S, generándose estructuras de aplastamiento (pliegues y esquistosidad penetrativa) de dirección predominante ONO-ESE. Esta fase afectó a toda la extensión de la Hoja, dando lugar al rasgo estructural más sobresaliente de la misma, el Anticlinal de Alcudia, así como otros pliegues de menor entidad, situados en el flanco sur de ese anticlinal.

Estas estructuras se encuentran, a su vez, afectadas por una segunda fase de deformación varisca, de carácter extensional, que da lugar a una superficie de despegue, a la que se asocia una ancha zona de cizalla dúctil-frágil en el autóctono (Zona de Cizalla Puente Génave-Castelo de Vide; MARTÍN PARRA *et al.*, 2006), así como pliegues de gran amplitud, que en su mayor parte se caracterizan por no tener una vergencia definida.

Le sigue una tercera fase, que se produjo como consecuencia de un acortamiento aproximado E-O, que dio lugar a una fase de replegamiento de dirección N-S a N10°E con gran longitud de onda y pequeña amplitud. Los efectos deformativos atribuibles a esta fase se restringirían a la formación de figuras mal definidas de interferencia de plegamiento (domos y cubetas) y al desarrollo de grandes fallas de desgarre, algunas de las cuales son accidentes reactivados antiguos, que en ocasiones han reorientado las estructuras de deformación previa.

### 6.3.1. Primera fase varisca ( $F_1$ )

Se caracteriza por el plegamiento generalizado en condiciones de metamorfismo regional de grado muy bajo a diagénesis, con desarrollo de foliación de plano axial ( $S_1$ ).

La primera fase varisca es la que genera la macroestructura de todo el sector del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico comprendido entre las zonas de cizalla extensionales tardías de Toledo y Puente Génave-Castelo de Vide, y se encuentra bien preservada en el relieve actual.

A grandes rasgos estos pliegues de la primera etapa de deformación se caracterizan por ser de verticales a vergentes al sur, y una dirección comprendida entre E-O y N110E, pudiendo alcanzar una continuidad de decenas de km. Son de gran longitud de onda (superior a 2 km) y menor amplitud (menor de 500 m) y, desde el punto de vista geométrico, se trata de pliegues cilíndricos con ejes subhorizontales que muestran un suave cabeceo hacia el este y el oeste. Destacan el Anticlinal de Alcudia y el Sinclinal de Guadalmez.

El área de estudio se localiza en el extremo oriental del Anticlinal de Alcudia. Este, aunque constituye la principal macroestructura de 1ª fase en el área, se pierde en la Hoja. En ella aparece una estructura anticlinal de primera fase, parcialmente laminada por efecto de fracturas de gran longitud y dirección ENE-OSO, denominado Anticlinal de Despeñaperros (Fig. 11). En el núcleo de esa estructura, en la zona de Despeñaperros-Arroyo de Cuchareros, se localizan los afloramientos más orientales de los materiales del Ediacárico, que forman el núcleo de una terminación periclinal muy desestructurada a causa de la fracturación.

Otras grandes estructuras de primera fase que se observan en la Hoja son dos sinclinorios de estructuración compleja, el de Sierra del Sotillo-Cerro Veredas, y el de Loma del Bachiller-Aguilas en cuyo núcleo aflora la "Caliza Urbana".

Destaca también la prolongación oriental de Sinclinal de Guadalmez, que lleva en el área estudiada una dirección media este-oeste, siendo su línea de charnela subhorizontal con ligeros cabeceos tanto al este como al oeste. Su flanco meridional está afectado por pliegues posteriores de plano axial vertical

Entre los pliegues de menor entidad, conviene destacar los sinclinales de arroyo Palanco y el de arroyo de los Tejos, también con afloramientos de "Caliza Urbana" en su núcleo (Figura 11).

En general, las trazas axiales de los grandes pliegues de primera fase son próximas a E-O, aunque pueden aparecer rotadas a direcciones ONO-ESE, posiblemente por efecto de las grandes fracturas tardías de primera fase de dirección NE-SO a ENE-OSO cuya direccional componente sinistral queda en ocasiones poco definida, a expensas de movimientos más importantes en la vertical.

Se reconocen otras macroestructuras que se han adscrito a la 1ª fase. Se trata de fallas longitudinales a la dirección de los pliegues y ligeramente tardías a la formación de ellos. Se han identificado dos familias. Una formada por fracturas inversas y otras normales, generalmente subverticales, como las que limitan la "Cuarcita Armoricana".

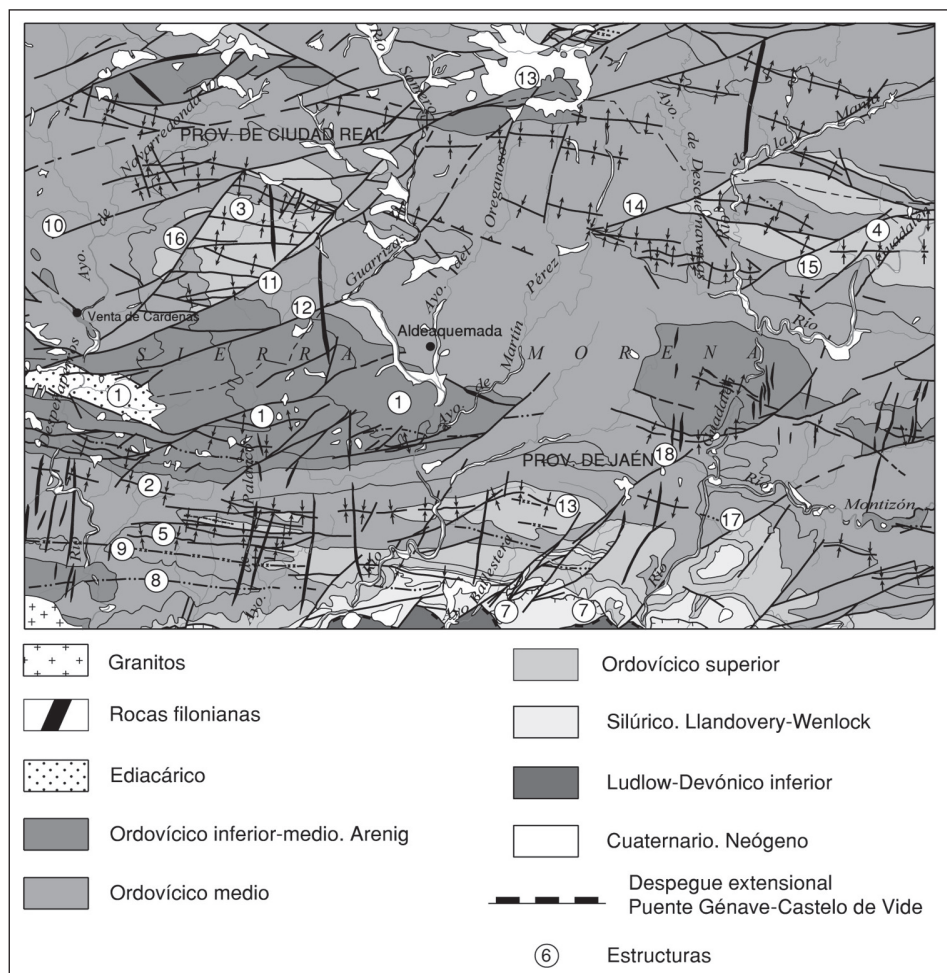


Fig. 11.- Esquema tectónico de la Hoja. Principales estructuras: 1.- Anticlinal de Despeñaperros. 2.- Sinclinal de Guadalmez. 3.- Sinclinorio Sierra del Sotillo-Cerro Veredas. 4.- Sinclinorio Loma del Bachiller-Águilas. 5.- Sinclinal Arroyo Palanco. 6.- Sinclinal Arroyo de los Tejos. 7.- Falla de Puente Génave-Castelo de Vide. 8.- Antiforma de Sierra Madrona-Santa Elena. 9.- Sinforma Cerro de Lora. 10.- Falla Cerro del Corzo. 11.- Falla Arroyo del Membrillo. 12.- Falla Casa de la Huerta del Alcalde. 13.- Falla Casa de Feliciano. 14.- Falla Colmenar de las Travesías. 15.- Falla Arroyo de las Águilas. 16.- Falla Arroyo de las Galeras. 17.- Falla Río Dañador. 18.- Falla Arroyo de las Víboras.

Entre las estructuras de tamaño mesoscópico ( $\approx$  decamétrico) se han reconocido pliegues, fallas inversas, pequeñas escamas, etc. Internamente, el plegamiento de las formaciones cuarcítico-areniscosas, generalmente más homogéneas y competentes, está controlado por el espesor de

los bancos. Así, estas unidades se comportan, en ocasiones, como alternancias o *multilayers*, como se pone de manifiesto por el plegamiento inhomogéneo que se observa en amplios afloramientos de la "Cuarcita Armoricana" y de la "Cuarcita del Criadero". Considerada cada formación cuarcítica como una unidad, su plegamiento como tal está controlado, además, por factores tales como espesor y, fundamentalmente, competencia de formaciones infra- y suprayacentes. Así, una formación cuarcítica muy homogénea, pero poco potente como la "Cuarcita del Criadero", estratigráficamente situada entre dos formaciones pizarrosas ("Pizarras Chavera" y "Pizarras Ampelíticas") puede estar en ocasiones intensamente replegada de forma muy heterogénea, como se observa en minas de San Agustín-minas de La Alamedilla y Cerro de La Caldera, definiendo cuerpos con morfología muy irregular englobados en una masa pizarrosa.

En general, los pliegues que afectan los materiales de la Hoja son pliegues cilíndricos, con eje subhorizontal y plano axial subvertical o con fuerte buzamiento al norte. En formaciones de alternancias (p.ej. las "Alternancias del Caño", "Bancos Mixtos") se observan, de forma ocasional, pliegues con morfologías en *chevron*.

Ocasionalmente, los materiales ordovícicos están afectados por fracturas inversas de bajo ángulo como las que se reconocen en La Cimbarra, y en la cantera de cuarcita del arroyo del Chortal (véase TAMAIN, 1972; POUPON, 1971). En general, estas fracturas buzán al norte y son de escaso desarrollo lateral. Son tardías con respecto a las estructuras de plegamiento y muestran una dirección de transporte hacia el sur, con desplazamientos pequeños. En la presente Hoja, los ejemplos más notables de estas estructuras se hallan afectando a la "Cuarcita Armoricana" y las "Capas Pochico". Longitudinalmente, quedan encerradas en zonas limitadas por fracturas NE-SO a ENE-OSO de gran longitud con desplazamiento de componente sinistral, por lo que podrían tener su origen en un régimen transpresivo con dirección de acortamiento aproximada N-S.

En lo que respecta a **estructuras menores** de la F1 se identifican pliegues, foliación de plano axial de los pliegues, lineación de intersección entre  $S_0$  y  $S_1$  ( $L_1$ ) y algunas fracturas de adaptación en los pliegues.

La **foliación de primera fase ( $S_1$ )** es, prácticamente, la única foliación reconocida en los materiales que afloran en el área, a excepción de ciertas esquistosidades de crenulación o foliación milonítica que se desarrollan, localmente las primeras, en relación con un plegamiento posterior existente en el sector S de la Hoja, y asociadas a la zona de cizalla extensional de Puente Génave-Castelo de Vide las segundas (extremo meridional de la Hoja).

Se trata de una foliación de plano axial, contemporánea con la formación de los pliegues, que se encuentra mejor definida en los materiales pizarrosos, en los que se desarrolla un clivaje pizarroso (*slaty cleavage*) definido por la orientación de micas (moscovita/sericita y clorita) y en las rocas ricas en materia carbonosa, que en los cuarcíticos, en los cuales no aparece o únicamente se observa un diaclasado grosero en continuidad con los planos  $S_1$ . En los granos de cuarzo se observan procesos incipientes de disolución por presión.

Generalmente, y dado el escaso grado de transformación metamórfica (sin apenas procesos de recristalización) que presentan los materiales de la sucesión sedimentaria, la formación de la

esquistosidad de plano axial no ha obliterado la fábrica inicial de origen sedimentario. Se observan direcciones comprendidas entre N 80°E y N130°E, siendo su dirección más frecuente N100°-120°E, con un buzamiento en general de vertical a 60°N, si bien puede llegar a buzarse menos de 50°N, y en menor proporción entre 60° y 85° al S, distribuyéndose a veces en abanico dentro de un mismo pliegue. Muestran relaciones con la  $S_0$  de pliegues abiertos levantados a ligeramente vergentes al S, llegando en el sector meridional de la Hoja a desarrollar flancos inversos, en general buzando más de 60° al N.

En el tercio meridional de la Hoja se encuentra plegada por una etapa de deformación posterior, pudiendo encontrarse más tendida hacia el N, horizontal o buzando al S hasta 22°, observándose con frecuencia relaciones  $S_0/S_1$  de flanco normal volcado de Fase 1.

Los **pliegues menores** son de escala métrica a decamétrica, paralelos a los pliegues mayores, con una dirección comprendida entre N80°E y N110°E, desde subhorizontales a inclinados 25° al este o al oeste. El ángulo entre flancos varía desde pliegues abiertos a cerrados y no muestran apenas engrosamiento de charnela, perteneciendo en su mayoría a las clases 1B y 1C de RAMSAY (1967). Tienen un desarrollo más importante, o al menos más evidente a escala de afloramiento, en las unidades de alternancias o en las unidades pizarrosas con niveles areniscoso-cuarcíticos intercalados. En estas alternancias, como consecuencia de la diferente competencia de estas litologías, se generan pliegues disarmónicos, a veces de longitud de onda superior a la amplitud, y en casos extremos, definiendo geometrías de tipo ptigmático. Con frecuencia, los pliegues menores aparecen como pliegues de flanco, isopacos, cilíndricos y, asimétricos de plano axial subvertical hacia en N y buzando más claramente al N en el sector S.

La **lineación de intersección ( $S_0/S_1$ )** es paralela a los ejes de los pliegues, mostrando una dirección predominante comprendida entre E-O y N115°E inclinándose unos 20° tanto al este como al oeste (aunque puntualmente puede alcanzar 30°), debido al efecto de etapas posteriores de plegamiento.

Otros pliegues menores que aparecen muy localizados, asociados a las fracturas inversas descritas más arriba, son pliegues de arrastre, a veces, con morfología disarmónica. Algunos casos son espectaculares, como los que se observan en los afloramientos de la parte inferior de La Cimbarrá, la "Cuarcita Armoricana" se dispone por falla inversa sobre las "Capas Pochico".

La mayor parte de las estructuras de la primera fase Varisca se generaron como consecuencia de una deformación por aplastamiento, en niveles epizonales por debajo del frente de esquistosidad. En este contexto, el plegamiento tuvo lugar en un proceso de *buckling* con flexo-deslizamiento de las capas, sobre todo en los estratos más competentes, adaptándose los niveles pelíticos y desarrollándose la esquistosidad de plano axial de *slaty cleavage*. En los granos de cuarzo se identifican incipientes procesos de disolución por presión.

Posiblemente, en movimientos más tardíos, el aplastamiento dio paso a una deformación dominada por procesos de cizalla simple, generándose las grandes fracturas longitudinales inversas y las fracturas transcurrentes ENE-OSO. Localmente, y por el comportamiento más plástico de las unidades menos competentes que actuaron como niveles de despegue, se formaron fallas inversas de bajo ángulo y pequeños cabalgamientos de escasa continuidad lateral.



En cuanto a su edad, en la región de Sierra Morena Oriental-Valle de Alcudia las rocas más modernas afectadas por la primera fase de la Orogenia Varisca son los sedimentos del "Culm" de Pedroches, cuya edad es Tournaisiense-Namuriense inferior. Las rocas sedimentarias más antiguas que no están afectadas por esta fase son los sedimentos de edad Estefaniense B-C, que aparecen en la cuenca hullera de Puertollano.

Por otra parte, dataciones absolutas de granitos post- $F_1$  indican edades de  $302 \pm 7$  Ma. (Granitoide de Fontanosas, LEUTWEIN *et al.*, 1970; SAUPE, 1973), y de  $304,3 \pm 1,8$  Ma (Unidad granítica, de Los Pedroches, CARRACEDO *et al.*, 2009) y 307 Ma. (Unidad granodiorítica, CUETO *et al.*, 1991; CARRACEDO *et al.*, 2009). Además, la blastesis de las corneanas de la aureola de metamorfismo de contacto asociada al Plutón de Santa Elena, datado en  $331 \pm 34$  Ma mediante Rb/Sr, por LARREA *et al.* (1999) y recientemente en  $319 \pm 5$  Ma mediante U/Pb por el Método de Kober (Montero *com. pers.*, en MARTÍN PARRA *et al.*, 2015.), es posterior a esta primera etapa. Esto indicaría que la deformación principal varisca se desarrolla posiblemente en el Namuriense inferior alto (Serpukhoviense).

### 6.3.2. Segunda fase varisca ( $F_2$ )

#### 6.3.2.1. Zona de cizalla Puente Génave-Castelo de Vide

Posteriormente a la primera etapa de plegamiento varisca, así como al emplazamiento del Plutón de Santa Elena y a la aureola de metamorfismo de contacto a él asociada, se desarrolla una zona de cizalla dúctil-frágil, de carácter extensional que separa los materiales ordovícico-silúricos, intruidos por el Plutón de Santa Elena, a muro, de los devono-carboníferos, a techo, denominada Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide (MARTÍN PARRA, 2003; MARTÍN PARRA *et al.*, 2004, 2006), así como pliegues de gran longitud de onda de plano axial subvertical y con una orientación subparalela a los pliegues de primera fase, a los que pliega.

Fue identificada primeramente en el borde S del Plutón de Santa Elena (LILLO, 1992; LARREA, 1998; LARREA *et al.*, 1999) y ha sido posteriormente cartografiada a lo largo del borde S de la Zona Centroibérica, durante más de 400 km, desde Puente Génave (al E de la Hoja 1:200.000 de Linares, fuera de la misma) en su extremo SE a Castelo de Vide (Portugal) en su extremo NO (MARTÍN PARRA, 2003; MARTÍN PARRA *et al.*, 2004, 2006; MATAS *et al.*, 2009).

Esta zona de cizalla da lugar al desarrollo de una banda de deformación muy intensa asociada a la misma, que transcurre por el borde S de esta Hoja y las Hojas aledañas de Santa Elena (862), Venta de Los Santos (864) y norte de las de Santisteban del Puerto (885) y La Carolina (884), generando una foliación filonítica en condiciones de muy bajo a bajo grado.

La base de la zona de cizalla está separada del resto de las rocas del bloque de muro mediante una falla normal que buza hacia el sur entre  $35$  y  $60^\circ$ . De este modo las pizarras ampelíticas andalucíticas filonitizadas se apoyan sobre distintos niveles de la sucesión infrayacente, desde la Cuarcita del Criadero a los Bancos Mixtos, en el área de esta Hoja, y a las Alternancias de El Caño, así como sobre los granitoides del borde sur del stock de Santa Elena, en las vecinas Hojas de Santisteban del Puerto y La Carolina.

Una falla frágil, a veces con brechificación asociada, con un buzamiento medio de unos  $30^\circ$  hacia el sur, separa la zona de cizalla que afecta a las pizarras ampelíticas silúricas con metamorfismo



de contacto del bloque de techo, constituido por rocas de edad silúrico-devónica y, fuera de esta Hoja, por el Carbonífero inferior (Culm), llegando a apoyarse directamente los materiales del Culm sobre las pizarras ampelíticas andalucíticas filonitizadas del Silúrico.

Asociada a esta zona de cizalla, se observan milonitas y filonitas, que afectan tanto al borde meridional del Plutón de Santa Elena, fuera de la Hoja, así como a sus enclaves del encajante, y a las pizarras ampelíticas con andalucita del Silúrico, a la que rodea la foliación filonítica. En ella se observan lineaciones de estiramiento de dirección NNE-SSO, que junto con la presencia de *ribbons* de cuarzo, estructuras de tipo S/C, “peces” de mica y cristales de andalucita estirada, con grietas de tensión rellenas de cuarzo y/o clorita, y colas de presión asimétricas (Figura 12), indican un criterio cinemático de carácter extensional con movimiento de bloque de techo hacia el sur (MARTÍN PARRA, 2003; MARTÍN PARRA *et al.*, 2004, 2006).

También son frecuentes, al S de esta Hoja, sobre todo en los esquistos del Culm, del bloque de techo, kink-bands que aparecen formando dos sistemas conjugados. La disposición y geometría de estas bandas de kinks y de los pliegues de plano axial subhorizontal indican un acortamiento próximo a la vertical y extensión próxima a la dirección N-S.

En el pequeño sector de la Hoja en que aflora esta zona de cizalla (extremo meridional), se ha observado una foliación de tipo S/C, en la que los planos S están subhorizontales a buzando

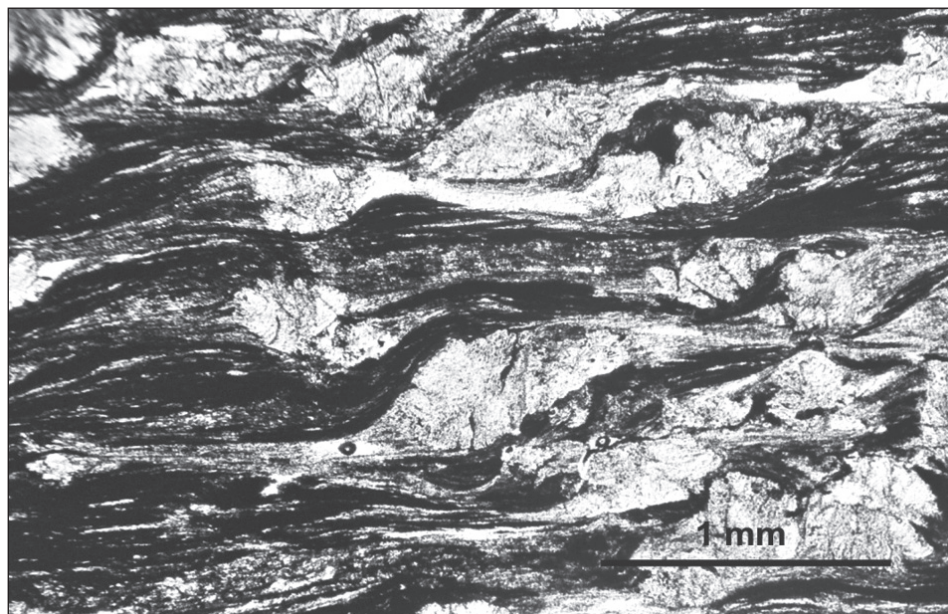


Fig. 12.- Pizarras ampelíticas, andalucíticas filonitizadas, con la foliación de cizalla rodeando a las andalucitas (quiasolititas) con desarrollo de colas de presión asimétricas. Al sur de las Minas de San Agustín. Muestra 20-34 IG MP-8036 (X: 471.000, Y: 4.243.650).

suavemente al N o al S (hasta unos 20°), mientras que los planos C están en su mayoría subhorizontales a buzando al S. La lineación de estiramiento lleva una dirección comprendida entre N170°E y N35°E, predominando la comprendida entre N10-20°E. Los criterios cinemáticos (S/C, ECC, colas de presión asimétricas, etc.) dan movimiento de bloque de techo hacia el S.

La edad de la zona de cizalla queda limitada por la edad del Plutón de Santa Elena (al que deforma), datado en  $319 \pm 5$  Ma mediante U/Pb por el Método de Kober, (Montero com. pers., en MARTÍN PARRA *et al.*, 2015.) y la edad del Macizo de La Haba (que la corta), datado recientemente en  $314.2 \pm 1.9$  Ma por CARRACEDO *et al.* (2009), lo que indicaría que la zona de cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide se desarrolla durante el Namuriense superior (Bashkiriense).

En el bloque de muro de esta zona de cizalla se desarrolla el campo filoniano de El Centenillo-Santa Elena. RÍOS ARAGÜÉS (1978), explica los filones por dos etapas: una de fallas normales N60°-90°E y buzando 60° al S; y otra tardía con el eje de máxima extensión horizontal N-S. PALERO (1991) atribuye la familia de filones de direcciones N70°-90°E a la segunda fase varisca. LILLO (1992) describe tres etapas tardivariscas, la primera de ellas se caracteriza por una extensión próxima a la dirección N-S. MARTÍN PARRA *et al.* (2006) consideran este campo filoniano como rellenos en fracturas tensionales de la extensión N-S de la misma.

#### 6.3.2.2. Pliegues de Segunda Etapa de Deformación

En relación con el desarrollo y evolución de esta zona de cizalla, se desarrollan regionalmente dos grandes pliegues: Antiforme de Sierra Madrona-Santa Elena (en el bloque de muro) y Sinforme del Jándula (en el bloque de techo). Estos pliegues son subverticales, sin vergencia definida, y son interpretados como *drag folds* relacionados con el movimiento extensional de la cizalla (MARTÍN PARRA *et al.*, 2006). En Santa Elena y La Carolina estos pliegues, de tipo *drag fold* asociados, vuelcan a los pliegues de  $F_1$ , al igual que en el sector S de esta Hoja, a muro de la Zona de cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide.

Los flancos de estos pliegues buzan entre 20° y 30°, tanto al norte como al sur y no desarrollan ningún tipo de foliación ni lineación de estiramiento. Son aproximadamente coaxiales a los pliegues de primera fase, ya que pliegan a la foliación principal (como pusieron de manifiesto RÍOS y RÍOS, 1974), dando con ella figuras de interferencia de tipo 3 de Ramsay (1967).

Los pliegues menores asociados a esta etapa de replegamiento no muestran engrosamiento de charnela, perteneciendo en su mayoría a la clase 1B de RAMSAY (1967).

No se observan foliaciones ni lineaciones de estiramiento asociadas a esta fase de replegamiento.

Esta estructura ha sido descrita, en sectores más orientales, como un antiforme causado por un accidente de zócalo, por RÍOS y RÍOS (1974) y RÍOS ARAGÜÉS (1977, 1978). Su trabajo permite conocer su prolongación al menos hasta unos kilómetros al oeste de El Centenillo, incluyendo el encajante del stock granítico de Santa Elena. Este granitoide se ha estudiado posteriormente (LARREA *et al.*, 1999), concluyendo que su intrusión está relacionada con *stopping* magmático en condiciones extensionales, y es posterior a la fase principal compresiva de la deformación varisca en este sector.

En los trabajos previos (TAMAIN, 1967; CHARPENTIER, 1976) el metamorfismo térmico que se prolonga desde El Centenillo hasta el río Guadalén, se interpreta como un metamorfismo de contacto causado por un cuerpo granítico subaflorante alargado en la dirección E-O, cuyo afloramiento más importante es el stock de Santa Elena.

En el sector meridional de esta Hoja se encuentra la prolongación oriental del Antiforme de Sierra Madrona-Santa Elena, así como algunos antiformes y sinformes menores relacionados con él. Sus trazas axiales llevan una dirección E-O a N100°E, destacando el Anticlinal de Sierra Madrona-Santa Elena y el Sinclinal del Cerro de Lora (Fig. 11). Este antiforme de segunda fase y pliegues relacionados, pliegan y vuelcan el flanco normal del Sinclinal de Fase 1 del Guadalmeiz

En las cercanías, hacia el S del área de la Hoja, durante el Westfaliense D-Pérmico inferior (Moscoviense-Gzheliense) se produce una tectónica transtensiva dextra, de dirección ONO-ESE, con la que se relaciona la intrusión de la Unidad Granodiorítica del Batolito de Los Pedroches (LARREA *et al.*, 1996b, 1999b; CARRACEDO *et al.*, 1994, 1997; ARANGUREN *et al.*, 1997; MARTÍN PARRA *et al.*, 2000, 2015) datada en 307 Ma (límite Westfaliense-Estefaniense o Moscoviense-Kasimoviense) (CARRACEDO *et al.*, 2009) y el sistema de diques intermedios a básicos asociados, que evoluciona a una extensión NE-SO durante la cual intruye la Unidad Granítica del Batolito de Los Pedroches (MARTÍN PARRA *et al.*, 2000, 2015) datada en 304 Ma (Estefaniense B-C o límite Kasimoviense-Gzheliense) (CARRACEDO *et al.*, 2009), así como el sistema de diques de porfidos graníticos asociado.

Entre el final de la etapa extensional relacionada con la Zona de Cizalla Extensional de Puente Génave-Castelo de Vide ( $F_2$ ) y el de esta de tectónica transtensional-extensional que da lugar al emplazamiento del Batolito de Los Pedroches, y relacionadas con ella, se producen cuencas en las que se depositan sedimentos conglomeráticos del Carbonífero superior (Westfaliense D-Estefaniense) como los de Mina Riquilla en la Hoja de Brazatortas (835) (RAMÍREZ *et al.*, 2016), Sinclinal de Almadén (GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987), o los cartografiados en discordancia angular y erosiva sobre los sedimentos del Ordovícico inferior, en el sector noroccidental de la Hoja nº 864 (Ventas de los Santos; MATAS *et al.*, 2009). La cuenca de Puertollano de carácter lacustre con influencia fluvial y actividad volcánica sincrónica (Wagner, 1983), contiene sobre los conglomerados, areniscas y pizarras con capas de carbón y cineritas, y estaría también relacionada con este episodio.

Al emplazamiento de estos cuerpos se le asignó una edad relativa de pre- $F_2$  a sin- $F_2$  (Pascual, 1984), correspondiente a pre- $F_3$  a sin- $F_3$  de esta memoria.

Este episodio transtensional-extensional Westfaliense superior-Estefaniense, debe ser continuación de la extensional anteriormente citada y podría considerarse como parte de la Fase 2 de este sector de la ZCI.

### 6.3.3. Tercera fase varisca ( $F_3$ )

Esta fase de deformación varisca ha sido reconocida en la parte meridional del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico de la ZCI, al S de la Zona de cizalla extensional de Toledo, por ROIZ (1979), AMOR y ORTEGA (1987), ORTEGA y SÁNCHEZ VIZCAÍNO (1987), ORTEGA (1988),

ORTEGA *et al.*, (1988), PALERO (1991) y MATAS *et al.* (2005). También CASTELLÓ y ORVIZ (1976) y ORVIZ *et al.* (1976) reconocen un aplastamiento E-O en las Hojas de La Carolina (884) y Santiesteban del Puerto (885), posterior a la deformación  $F_1$ .

La deformación atribuida a esta fase, se caracteriza por su desarrollo heterogéneo a escala regional, al no afectar de forma generalizada a los materiales paleozoicos y precámbricos, concentrándose principalmente en bandas de cizalla de anchura variable, frágiles, transcurrentes, de direcciones NO-SE (sentido sinistro) y de direcciones ENE-OSO a NE-SO (sentido dextro); familias que se han interpretado como un sistema conjugado consecuencia de la compresión E-O (ORTEGA, 1988). Muchas de las cizallas de ese sistema conjugado son heredadas de la  $F_1$  o incluso, en el caso de aquellas que afectan a los materiales precámbrico-cámbricos, heredadas de las etapas de deformación anteordovícicas. Los desplazamientos relativos en fracturas o cizallas de las familias de direcciones NO-SE (muy escasas en la presente Hoja) y de direcciones ENE-OSO a NE-SO fueron pequeños o han quedado compensados por rejuegos posteriores.

Otro de los efectos de la  $F_3$  a escala regional es un plegamiento, menos evidente que el de  $F_1$  y de dirección axial cuasiortogonal a la de este, que produce figuras de interferencia en domos y cubetas. En la presente Hoja, esas figuras de interferencia no se han reconocido como tales, aunque se advierte cierto “combeo” en las trazas axiales, con inmersiones tanto al este como al oeste, que puede estar en relación a la  $F_3$ .

En algunas ocasiones la deformación  $F_3$  ha determinado la rotación de las estructuras de plegamiento, y la propia esquistosidad  $F_1$ , hacia direcciones norteadas, tal y como sucede en las inmi-diaciones del Río Magaña-Cortijo del Crudo, en el límite occidental de la Hoja.

El rasgo más característico de la deformación de la 3ª fase varisca reconocida en el área es su carácter heterogéneo a escala regional, al estar condicionada fundamentalmente por corredores o bandas de cizalla de dirección NO-SE y de sentido sinistro (ORTEGA, 1988). Algunos de estos corredores, cuyo origen se relaciona con un aplastamiento generalizado de dirección E-O, corresponderían a antiguos accidentes de zócalo de dirección NO-SE reactivados como cizallas sinistras durante esta fase (AMOR y ORTEGA, 1987; ORTEGA *et al.*, 1988). Así la deformación regional se resolvió de forma generalizada por cizalla simple y un leve aplastamiento que quedó registrado por suaves flexuras cuasiortogonales a las direcciones axiales de  $F_1$ .

PALERO (1991) consideró que los filones tipo IV del Valle de Alcadia (fuera de esta Hoja, al NO), de direcciones dominantes N70°E-N90°E, se formaron durante la segunda fase varisca, correspondiente a la tercera fase de esta memoria, rellenando grietas tensionales relacionadas espacialmente con las bandas de cizalla que se formaron en dicha fase.

Su edad no ha sido establecida por la falta de marcadores datados, si bien probablemente sea post-Estefaniense A, ya que las rocas más antiguas que no están afectadas por esas fases son los sedimentos de edad Estefaniense B-C, que aparecen en la cuenca hullera de Puertollano.

#### 6.3.4. Fases variscas tardías

Una vez estructurada la región por las tres principales etapas variscas, se comporta como un zócalo rígido frente a esfuerzos posteriores. Las estructuras son fracturas, principalmente frágiles, que conllevan movimientos relativos de bloques. En esta Hoja se detectan varias familias que obedecen a sistemas diferentes, y que tuvieron lugar hasta, como mucho, el Triásico medio (Ladiniense), edad más antigua de sedimentos no afectados por las mineralizaciones del campo filoniano de metales de base de Linares-Santa Elena-La Carolina (LILLO, 1992).

En esta zona hay numerosos trabajos sobre la fracturación, propiciados por los estudios metalogenéticos en los campos filonianos del distrito minero Linares-Santa Elena-La Carolina. Sin embargo, no se ha establecido un esquema de fracturación válido para toda la región, probablemente por la distribución heterogénea de las fracturas, y la capacidad de absorber la deformación que tienen los rejugos de fracturas previas.

Además, hay que considerar que en la ZCI meridional se produce una importante etapa de plutonismo con la intrusión del Batolito de Los Pedroches, considerada (ARANGUREN *et al.*, 1997) como un emplazamiento controlado por una cizalla dextra de escala crustal y dirección N120°-130°E, en régimen transtensivo. Posteriormente al emplazamiento (MARTÍN PARRA *et al.*, 2000), se han descrito hasta cuatro etapas de fracturación consecutivas, que indican que el elipsoide de deformación gira en sentido dextro.

En esta Hoja las estructuras tardivariscas son de carácter eminentemente frágil.

En este sector de la ZCI las etapas de fracturación tardivariscas se pueden agrupar en tres familias, aunque quizás el esquema sea simple porque cada familia abarca un abanico de direcciones.

Las etapas son: Fracturas E-O a ONO-ESE, fracturas del sistema tardivarisco conjugado y fracturas N-S.

En esta Hoja, la **primera familia** lleva una dirección aproximadamente E-O, girando a ENE-OSO. Presentan una historia deformativa compleja en la que se suceden etapas de distensión y de desgarre. Su actividad debe comenzar como fallas normales, que representan tensionales relacionadas con el episodio extensional ( $F_2$ ) y en ocasiones se registra hasta tiempos muy recientes, reactivadas bajo regímenes de esfuerzos alpinos.

El siguiente sistema está representado en todo el Macizo Ibérico meridional y está descrito en varios trabajos (MORENO, 1977; PILES y NOZAL, 1989; MATAS *et al.*, 2005 y 2009), se trata del sistema de fracturación conjugado NNO-SSE/NNE-SSO.

Este sistema de fracturación tardío, es posterior a todas las deformaciones descritas anteriormente y está representado a todas las escalas en la zona de trabajo, y probablemente en todo el Macizo Ibérico Meridional.

A este sistema pertenecen las estructuras tardivariscas mejor representadas en la presente Hoja. Son las fracturas transcurrentes de direcciones dominantes NE-SO a ENE-OSO (sinistras) y, escasamente representadas, sus conjugadas NO-SE (dextras), formadas o reactivadas en una etapa

de fracturación caracterizada por una compresión próxima a N-S, asimilada a la etapa transcurriente tardivarisca clásica de ARTHAUD y MATTE (1975), cuya relación cronológica con las etapas de fracturación antes descritas es incierta. Cabe destacar las fallas de dirección ENE-OSO del Cerro del Corzo, Arroyo del Membrillo y Casa de la Huerta del Alcaide, al O de la Hoja y de la Casa de Feliciano, Colmenar de las Traviesas y Arroyo de las Agüillas en el NE de la misma. Así mismo, las fallas principales de dirección NE-SO son las del Arroyo de las Galeras, en el sector NO, y la Falla del Río Dañador y el Corredor de falla del Arroyo de las Víboras en el sector SE (Fig. 11).

En la vecina Hoja de Santa Cruz de Mudela (838) (MATAS *et al.*, 2016), relacionados con estas fracturas se desarrollan algunas estructuras menores como bandas estrechas de kink-bands de la misma orientación. Por otra parte, se observan planos de falla tapizados de sílice con estrías grabadas, así como brechas de falla probablemente causadas por rejuegos posteriores.

Estos dos sistemas de fracturas conjugados no parecen desplazar a las fracturas E-O normales asociadas a la distensión N-S previas a la etapa de relleno hidrotermal, o si lo hacen, es un desplazamiento inapreciable si se compara con el desplazamiento de los contactos de las unidades estratigráficas, más acusado.

#### 6.4. ETAPAS ALPINAS

Los efectos de la orogenia alpina aparecen desdibujados en la Hoja de estudio y alrededores, posiblemente como consecuencia de la distribución de la deformación de forma discontinua en rejuegos de fracturas variscas y tardivariscas, los cuales no se manifiestan de forma evidente. Este es el caso de un sistema de fallas normales de dirección NE-SO, subverticales, de trazado muy recto, con bloque sureste hundido, como la Falla de Santa Elena, en la vecina Hoja de Santa Elena (862).

La Falla de Santa Elena, es una falla alpina, perteneciente al sistema que limita la Fosa de Bailén. Discurre por el borde noroeste del Plutón de Santa Elena, con una dirección N40°E, poniendo en contacto las granodioritas del Plutón de Santa Elena en el bloque levantado (al NO) con conglomerados horizontales, similares a los conglomerados basales de las Capas de La Carolina (en el bloque hundido), que RICHTER (1967) atribuye al Mioceno moderno por su contenido fosilífero, o al Plioceno inferior y RÍOS ARAGÜÉS (1977) al Pliocuaternario.

Sin embargo, no se pueden desdeñar los efectos de los movimientos alpinos en el área donde se halla la Hoja de estudio, ya que esta se sitúa en el límite meridional del Macizo Hespérico con el frente del orógeno bético. De hecho, la existencia de los focos volcánicos del Campo de Calatrava, al norte de la Hoja de Santa Elena, pone de manifiesto la importancia de la deformación alpina en este sector de la Zona Centroibérica.

Según dataciones radiométricas K-Ar (ANCOHEA, 1982; BONADONNA y VILLA, 1986), el volcanismo del Campo de Calatrava (formado por leucititas, melilititas, nefelinitas y basaltos olivínicos) se inició a finales del Mioceno superior (8,6 a 6,4 Ma) con la extrusión de leucititas olivínicas, a las que siguió tras un lapso de cerca de 1,7 Ma, una etapa de volcanismo basáltico alcalino que comienza en el Plioceno y se prolonga hasta el Pleistoceno inferior (4,7 a 0,7 Ma;



ANCOCHEA, 1982; GALLARDO MILLÁN *et al.*, 2002). Durante este período, que abarca desde el Mioceno superior al Pleistoceno, se han reconocido al menos tres episodios de deformación locales durante el Neógeno-Cuaternario en el sector del Campo de Calatrava (LÓPEZ RUIZ *et al.* 1993) (Figura 13). La primera etapa fue extensional, tuvo lugar en el Mioceno superior y dio como resultado una apertura generalizada y el inicio de la formación de cuencas, con reactivación de antiguas fracturas de direcciones N-S, O-E y NE-SO. A este episodio, le siguió una segunda etapa de apertura durante el Plioceno, responsable de la formación de la Cuenca Manchega. La tercera y última etapa de deformación, en Plioceno-Pleistoceno, se caracteriza por el desarrollo de suaves ondulaciones, consecuencia de una débil compresión. Existen cerca de 200 puntos de emisión de materiales volcánicos, cuya distribución indica un fuerte control estructural dominante en la dirección NO-SE (ANCOCHEA y BRÄNDLE, 1982). Este fenómeno representa un gran accidente distensivo a favor del cual ascendieron los magmas y que se ha interpretado como una zona de extensión local desarrollada en el antepaís del orógeno según un modelo de indentación, con una compresión máxima NO-SE (DOBLAS *et al.*, 1991; CEBRIÁ, 1992; LÓPEZ-RUIZ *et al.*, 1993; CEBRIÁ y LÓPEZ-RUIZ, 1995). Según este modelo, la indentación de las Béticas sobre el zócalo varisco provocó, además, la rotación de las características directrices estructurales según NO-SE de este último hacia disposiciones E-O o ENE-OSO.

Sin embargo, en el área de estudio no existen evidencias de esta deformación, que se habría resuelto como una deformación discontinua a favor de rejuegos direccionales de las fracturas preexistentes y rotaciones levóginas de los bloques limitados por ellas. Como alternativa a este modelo de ascenso y extrusión en un régimen local distensivo, Vegas y RINCÓN-CALERO (1996) proponen un mecanismo basado en procesos flexurales de la litosfera en un régimen compresivo débil que abarcaría desde el Mioceno tardío al Cuaternario, cuyo tensor (denominado por estos autores "campo bético") está definido por una compresión máxima  $\sigma_1$  horizontal según N140°-160°E y  $\sigma_3$ , también horizontal según N60°-70°E, y  $\sigma_2$  intercambiable localmente con  $\sigma_1$ .

En este contexto, el gran accidente de dirección NO-SE deducido por la disposición de los focos volcánicos, marginal a la zona más deformada (Sierra del Alcaraz), habría funcionado como una estructura distensiva, al permutarse los ejes  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$ . Según el modelo propuesto por VEGAS y RINCÓN-CALERO (1996) y RINCÓN y VEGAS (1996), la deformación débil en el antepaís se resolvió, además, en suaves flexuras según N60°-70°, en el desarrollo de un diaclasado "sistemático" en los materiales del zócalo varisco y en la formación de macrodiscontinuidades que constituyen los grandes lineamientos N140° que atraviesan la provincia de Ciudad Real. A partir del estudio de mecanismos focales combinado con el estudio poblacional de fallas, RINCÓN *et al.*, (1996) obtienen un tensor regional similar de compresión N140°-160°, al que se superpone un tensor secundario ("ibérico") de compresión según N60°-70°.

Recientemente, GRANJA BRUÑA *et al.* (2015) proponen la combinación de dos factores para explicar este vulcanismo: 1) Plegamiento de la litosfera Ibérica y levantamiento asociado del basamento varisco debido a la transmisión hacia en NO de esfuerzos compresivos en la placa superior de la subducción/colisión del margen suribérico. 2) Existencia de una banda de cizalla de desgarre dextro, varisca, de dirección NO-SE que debilitó la corteza y favoreció el ascenso de los materiales.

Con relación a la Cuenca del Guadalquivir (al sur de la Hoja), se ha interpretado (SANZ DE GALDEANO y VERA, 1992) que esta se comenzó a formar como una cuenca de antepaís durante

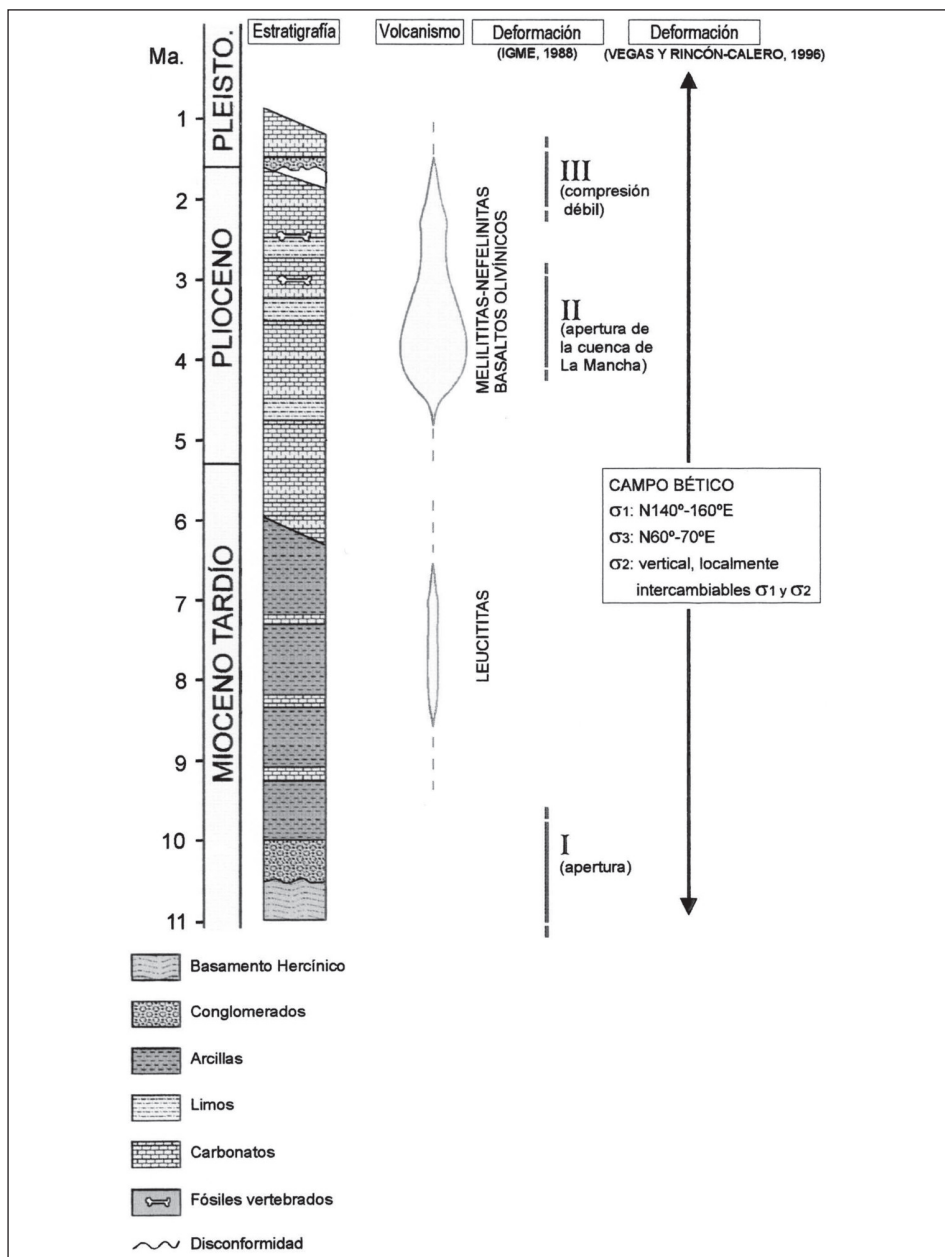


Fig. 13.— Estratigrafía, evolución del volcanismo y fases de deformación en el Campo de Calatrava (modificado de LÓPEZ-RUIZ et al., 1993).



el Mioceno medio (Serravaliense), aunque es a partir del Tortoniense cuando se individualiza como área subsidente en un régimen transcurrente caracterizado por una compresión N-S a NNO-SSE. Ese régimen transcurrente evolucionó a partir del Plioceno inferior a un régimen de extensión radial. En el borde norte de la Cuenca del Guadalquivir, esta extensión se manifiesta fundamentalmente por movimientos directos de fallas NE-SO donde, frecuentemente, el bloque hundido se sitúa al E (p.ej. Falla del Moro en la depresión de Bailén, MARÍN SEÑAN, 1988).

## 7. GEOMORFOLOGÍA

### 7.1. ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL

Según RODRÍGUEZ VIDAL y DÍAZ DEL OLMO (1994) se pueden diferenciar en Sierra Morena tres tipos de relieve característicos: relieves apalachianos y de fallas, relieves graníticos y relieves tabulares y de contacto. En esta unidad oriental o zona Alcuadiana son frecuentes los relieves de tipo apalachiano, que son los relieves característicos de la Hoja. En el ángulo suroccidental el sustrato está compuesto por rocas ígneas ácidas pertenecientes al plutón de Santa Elena, por tanto los relieves de tipo granítico también están presentes.

Los principales relieves estructurales están conformados por: los materiales de la Serie superior Conglomerático-Areniscosa de edad preordovícica; las diversas intercalaciones cuarcíticas existentes en la serie ordovícica (Cuarcita Armoricana, Capas Pochico, Areniscas de Los Rasos, Cuarcitas Botella, Bancos Mixtos y Cuarcita del Criadero); y en el extremo sur de la Hoja las cuarcitas del Devónico. De todos estos materiales es la cuarcita Armoricana la que origina los relieves más enérgicos.

Los blandos morfológicos quedan controlados en su distribución por la presencia de los materiales pizarrosos de edad preordovícica; por las diversas intercalaciones pizarrosas de la serie ordovícica (Pizarras de Río, Pizarras Guindo, Pizarras de Canteras y Pizarras de Chavera); y en el extremo sur de la Hoja por la presencia de las pizarras del Silúrico y Devónico.

Las rocas graníticas del plutón de Santa Elena (esquina suroeste de la Hoja) presentan escaso relieve, como consecuencia de su escasa resistencia a la meteorización. La baja resistencia a la meteorización queda controlada por su textura porfídica y la presencia de minerales fácilmente alterables tales como la plagioclasa (alterable a sericita y caolinita) y las biotitas.

Los pliegues siguen direcciones este-oeste, y controlan la disposición general de los relieves estructurales. La presencia de numerosas intercalaciones cuarcíticas en la serie estratigráfica se manifiesta en el paisaje conformando escarpes estructurales, crestas, líneas de capas inclinadas y subverticales, *chevrons* y superficies estructurales de poco desarrollo. Son frecuentes los relieves anticlinales conformes de las cuarcitas, y localmente se han observado relieves invertidos (sinclinales).

El tipo de relieve estructural puede clasificarse de apalachiano, ya que las cumbres culminan a altitudes casi iguales.

En lo que respecta a las fracturas o fallas, son las de dirección N 30°-40° E las que ejercen mayor control del relieve. Este control se manifiesta sobre todo en la disposición de la red de drenaje. También presentan expresión morfológica las fracturas de dirección N 10° E (al oeste y suroeste de Aldeaquemada) y las de dirección N 80°-90° E (al norte de la Sierra del Cambrón).

También se han señalado en la cartografía algunos resaltes por diques.

## 7.2. ESTUDIO DEL MODELADO

### 7.2.1. Formas de Laderas

En la presente Hoja geológica 1:50.000 de Aldeaquemada se pueden distinguir a grandes rasgos dos generaciones de laderas sucesivas. Un primer conjunto de laderas que conectan los relieves cuarcíticos de origen estructural con una superficie de erosión fuertemente degradada; y un segundo conjunto de laderas que se desarrolla por el encajamiento de la red de drenaje de la cuenca del Guadalquivir sobre la superficie de la Meseta.

La distinción entre ambas generaciones no es siempre sencilla, ya que en numerosas ocasiones el encajamiento de la red ha modificado el equilibrio del primer conjunto de laderas y éstas han sido remodeladas. En otros casos el fuerte encajamiento de la red ha destruido totalmente la superficie de erosión y los relieves estructurales principales se conectan directamente con el fondo del valle.

El rasgo principal del primer conjunto de laderas es la existencia de vertientes suaves que conectan los relieves cuarcíticos con la superficie de erosión. Estas vertientes son probablemente restos residuales de morfologías de tipo *inselberg* con fuerte control estructural y morfologías frecuentes de cumbre plana (véase apartado 7.2.3. Formas Poligénicas).

El segundo conjunto de laderas se caracteriza por perfiles casi siempre rectilíneos, de fuerte pendiente, directamente asociados al encajamiento de la red fluvial. Esto es, por laderas de alta eficacia de evacuación de los derrubios.

En ambos tipos de laderas se han localizado depósitos de tipo coluvial. Mientras que en el segundo grupo se han localizado canchales, deslizamientos traslacionales y reptación generalizada (de tipo *topling* de la pizarrosidad).

### 7.2.2. Formas fluviales

El encajamiento de la red de drenaje de la cuenca del Guadalquivir en el relieve general de la Meseta es el rasgo de carácter fluvial más destacable de la Hoja de Aldeaquemada. Este encajamiento ha originado diversas morfologías que se detallarán seguidamente.

El río Despeñaperros (oeste de la Hoja) forma un desfiladero de dirección norte-sur (consecuente). Presenta pocos afluentes de escaso desarrollo lateral. Se encuentra fuertemente encajado en el relieve, ya que corta transversalmente las principales alineaciones estructurales. Como conse-

cuencia de ello presenta un valle estrecho, de laderas abruptas y con importantes desniveles (400 m en los célebres Órganos).

El río Guarrizas y sus afluentes conforman la red de drenaje de la parte central de la Hoja. Este río presenta dos tramos diferentes separados por la cascada de la Cimbarra. El resalte de cuarcita que conforma esta cascada ha detenido el proceso de erosión remontante del río Guarrizas, definiendo de este modo dos tramos bien distintos.

Al norte de la cascada de la Cimbarra el encajamiento de la red sobre los restos de la superficie de erosión conocida como penillanura fundamental (ver apartado 7.2.3. Formas Poligénicas) es poco acusado. En este sector la red presenta frecuentemente un diseño ortogonal controlado por las direcciones de plegamiento varisco (este-oeste). También son frecuentes en este tramo los cursos fluviales controlados por las fracturas de desgarre de dirección N 30°-40° E.

Al sur de la cascada de la Cimbarra la red de drenaje también presenta un cierto control estructural, pero menos evidente que en el tramo norte. El mayor encajamiento de la red de drenaje es, sin embargo, el carácter que claramente diferencia ambos tramos.

La cascada de la Cimbarra presenta un desnivel total de 60-70 m, de los cuales unos 40 m son de salto vertical. Está declarada Paraje Natural bajo la protección y custodia de la Junta de Andalucía. Otros arroyos situados más al oeste presentan también pequeñas cascadas asociadas a la misma alineación estructural de cuarcitas.

El río Guadalén es el que presenta un mayor encajamiento. La red de drenaje de la cuenca del río Guadalén y la cuenca de drenaje del tramo alto del río Guarrizas presentan una importante disimetría de encajamiento; consecuentemente la cuenca del Guadalén tiende a capturar a la del Guarrizas, existiendo algunos ejemplos claros del proceso en el límite entre ambas cuencas.

La cuenca del río Guadalén presenta en el extremo noreste de la Hoja una zona con diseño dendrítico y meandros encajados. Ambos caracteres son típicos de rocas homogéneas y con escasas intercalaciones (pizarras masivas). El paisaje de este sector puede definirse como de macrocárcavas. Más al sur, la serie estratigráfica presenta diversas intercalaciones y la red de drenaje manifiesta mayor control estructural. En el valle de este río también se ha señalado una zona de morfología en garganta o cañón.

Dado el marcado encajamiento de la red de drenaje en el paisaje, las morfologías deposicionales de origen fluvial son más bien escasas. Localmente los valles se ensanchan y dan origen a pequeños fondos de valle plano. Estos fondos de valle plano son de carácter discontinuo, de escaso desarrollo lateral, no pudiéndose distinguir a la escala del mapa la zona de canal de la zona de llanura de inundación. Los fondos de valle más destacables son los del río Guarrizas a su paso por Aldeaquemada.

Como consecuencia del carácter “juvenil” de la red, las terrazas fluviales son poco frecuentes, de extensión limitada y de carácter discontinuo. En el valle del río Guadalén, en el de su afluente el río Dañador y en el del río Despeñaperros se ha localizado un nivel de terrazas situado a unos 15 m sobre el cauce actual.

En el valle del río Guadalén también se ha localizado un nivel de erosión fluvial a unos 40 m sobre el cauce actual y que ha sido cartografiado como terraza de erosión.

Otra morfología deposicional de origen fluvial son los conos de deyección, son de escaso tamaño y poco frecuentes.

### 7.2.3. Formas poligénicas

Se incluyen en este apartado las formas cuya morfogénesis puede atribuirse a la acción simultánea o sucesiva de más de un proceso geomorfológico.

El rasgo de origen poligénico más destacable en la Hoja de Aldeaquemada es la presencia de una superficie de erosión previa al encajamiento de la red fluvial perteneciente a la cuenca del Guadalquivir. Esta superficie de erosión se ha desarrollado preferentemente sobre las litologías pizarrosas.

Esta superficie de erosión se presenta fuertemente degradada por los procesos geomorfológicos posteriores. De este modo sólo es posible reconocerla puntualmente y en forma de retazos discontinuos.

Sobre esta superficie fuertemente degradada se elevan una serie de relieves estructurales que ya se han descrito en el apartado correspondiente. Estos relieves constituyen un conjunto de *inselbergs* controlados estructuralmente. Solamente se han cartografiado en el mapa como *inselbergs* aquellos relieves en los que el control estructural no es el rasgo dominante de su morfología.

Es frecuente que tanto los relieves estructurales señalados como los *inselbergs* presenten un cierto aplanamiento somital. Estos aplanamientos somitales pueden ser consecuencia de momentos de gran tranquilidad tectónica e intensa meteorización en los momentos iniciales de elaboración de la superficie de erosión.

El proceso de alteración meteórica más destacable en la Hoja de Aldeaquemada es la arenización generalizada de los materiales graníticos del plutón de Santa Elena.

Como consecuencia de sus rasgos petrográficos, estas rocas constituyen materiales muy alterables por los procesos de meteorización. El granito aparece alterado en varios metros de profundidad, sin que llegue a observarse material intacto. La alteración dominante es del tipo arenización, con baja producción de material arcilloso. CHAPUT (1971) señala la presencia de trazas de caolinita e illita como minerales de neoformación.

CHAPUT (1971) utiliza el bajo contenido en caolinita de las alteraciones del plutón de Santa Elena como criterio para suponer una edad post-Villafranquiense para dicho proceso.

La erosión de esta alterita o *lehm* granítico en las laderas del valle del río Despeñaperros ha originado zonas de morfología en berrocal.

En el extremo norte de la Hoja se ha localizado una plataforma correspondiente al techo de un depósito de origen fluvial cartografiado como techo de piedemonte (raña).

Este depósito guarda una posición morfológica tal que define localmente la articulación cronológica entre el relleno (sedimentogénesis) y el vaciado (gliptogénesis) de las cuencas terciarias situadas al norte de la Hoja de Santa Cruz de Mudela (838). En función de este carácter se puede definir este depósito como raña (MARTÍN-SERRANO, 1991 b).

En el extremo norte de la Hoja, pero más al este se localiza en posición morfológica algo inferior una plataforma correspondiente al techo de un depósito de carácter más proximal que el anterior que se ha cartografiado como un glacis.

En el valle del río Guadalén se han cartografiado restos de unos glacis degradados, que por su posición morfológica pueden suponerse más recientes que los otros depósitos y contemporáneos o algo anteriores a los retazos de terrazas situados a 15 m de altura sobre el cauce actual.

Localmente se han señalado en la cartografía algunos depósitos originados por la acción de la arroyada y que por su génesis no pueden incluirse como depósitos fluviales ni de laderas. Estos materiales se han clasificado como depósitos de origen aluvial-coluvial.

#### 7.2.4. Formas antrópicas

La actividad antrópica en la Hoja es escasa, siendo destacable en primer lugar la utilización del desfiladero del río Despeñaperros para actividades de transporte (Nacional IV y ferrocarril).

El único casco urbano existente en la Hoja es el de Aldeaquemada, que presentaba 619 habitantes en el censo de 1986, habiendo disminuido a 536 en el de 2014.

El aprovechamiento principal del territorio en la Hoja de Aldeaquemada es la utilización del monte como cotos de caza y secundariamente la ganadería del toro de lidia y el cultivo del olivo y cereal.

La repoblación con coníferas de muchas de las laderas es el factor de intervención antrópica más importante de los últimos años. Existen importantes zonas de repoblación en el sur de la Hoja.

No se ha cartografiado ninguna morfología de origen antrópico en el mapa geomorfológico.

#### 7.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA

El inicio de la morfogénesis del relieve de la Hoja de Aldeaquemada se sitúa en el final de la orogenia varisca. Tras dicha orogenia, los relieves de la cordillera recién creada son arrasados en toda Europa. De este modo se originó una extensa penillanura antes del depósito del Trías. Esta superficie es conocida como superficie pretriásica o postvarisca (SOLÉ SABARÍS, 1983; MARTÍN-SERRANO, 1991; GUTIÉRREZ ELORZA, 1994).

Esta superficie pretriásica es perfectamente reconocible en la Hoja Geológica escala 1:50.000 de Santiesteban del Puerto (885) (situada inmediatamente al sur de la Hoja de Aldeaquemada),

ya que se encuentra fosilizada por depósitos triásicos y posteriormente exhumada. Los autores de la Hoja citada señalan que es posible reconocer la presencia de replanos morfológicos que enrasan perfectamente con la superficie de discontinuidad que marcan los niveles basales del Triásico (ORVIZ CASTRO *et al.* 1976).

También hacia el este se localizan, a pocos kilómetros, afloramientos de materiales triásicos (FERNÁNDEZ y VALDÉS, 1933).

CHAPUT (1971) utiliza la ausencia de alteraciones caoliníticas importantes al sur de Valdepeñas para argumentar que buena parte del relieve de Sierra Morena oriental estuvo cubierto por sedimentos triásicos hasta épocas muy recientes. De este modo magnifica la importancia de la superficie pretriásica en el relieve actual. Esta interpretación es poco sólida, ya que es muy improbable que una importante masa de sedimentos triásicos pueda ser erosionada tan rápidamente en una extensión tan grande de territorio sin dejar ningún vestigio de su presencia.

No se han identificado retazos atribuibles a la superficie pretriásica en la Hoja de Aldeaquemada, pero esta superficie se reconstruye idealizadamente enlazando las cumbres de los relieves principales de la zona.

A lo largo del Mesozoico esta superficie pretriásica fue deformada, posibilitando la sedimentación continental primero y marina después durante el Triásico y el Jurásico hacia el este y el sur (Hojas Geológicas escala 1:50.000 de Venta de los Santos (864) y Santiesteban del Puerto (885)) (FERNÁNDEZ y VALDÉS, 1933; ORVIZ CASTRO *et al.*, 1976).

Sin embargo la zona ocupada por la Hoja de Aldeaquemada no fue alcanzada por la sedimentación, permaneciendo durante todo el Mesozoico sujeta a los procesos de erosión aérea.

De este modo, durante el Mesozoico y buena parte del Terciario, diversos ciclos de alteración-erosión labraron una superficie poligénica y policíclica producto de la degradación de la superficie pretriásica. Esta superficie generalmente se denomina superficie o penillanura fundamental (MARTÍN-SERRANO 1991). Los retazos de superficie reconocidos a lo largo de la Hoja se han considerado equivalentes en principio a esta superficie o penillanura fundamental.

Esta superficie o penillanura fundamental se desarrolló como una superficie grabada, consecuencia del desarrollo de mantos de alteración. Las litologías menos alterables (cuarcitas fundamentalmente) dieron origen a relieves diferenciales tipo *inselberg*, pero con marcado control estructural.

El desarrollo de esta superficie fundamental, con *inselbergs* estructurales cuyas cumbres quedan reguladas en altura por la existencia de una superficie previa de edad pretriásica, dio origen a un relieve que se puede clasificar de apalachiano.

En el Mioceno inferior la deformación de las cordilleras Béticas induce la formación de una fosa de antepaís en el borde sur del Macizo Hespérico: la depresión del Guadalquivir (FONBOTÉ y VERA, 1983). Como consecuencia de ello el Macizo Hespérico se deforma en el Neógeno. Se

desarrolla una flexura hacia el sur para dar lugar a una fosa de antepaís o *foreland basin* y una elevación periférica o *forebulge* en el área de Sierra Morena.

Esta deformación debió de interrumpir en algún momento del Neógeno el desarrollo de la superficie o penillanura fundamental en la Hoja de Aldeaquemada, iniciándose el encajamiento de la red fluvial hacia el surco sedimentario recién creado.

Justamente al sur de la Hoja de Aldeaquemada, en la Hoja de Santiesteban del Puerto (885) se localizan depósitos de origen marino y de edad Tortonense superior a Andalucense, los cuales se apoyan indistintamente en las calizas del Lías o sobre el Paleozoico (Carbonífero en facies culm). Estos materiales son de carácter marcadamente transgresivos y marcan el momento de máxima deformación de la cuenca del Guadalquivir.

Estos materiales fosilizan un relieve preneógeno indistinguible de la penillanura fundamental, y que marca el final de su elaboración en el sur de la Hoja.

Algo más tarde, hacia la Llanura Manchega (norte de la Hoja), se labró una plataforma de piedemonte que enlazaba con las cuencas finiterciarias Manchegas (depósitos terciarios de Castellar de Santiago situados en la Hoja limítrofe de Santa Cruz de Mudela (838)). Los depósitos de piedemonte (rañas) que hemos atribuido al Plioceno-Pleistoceno inferior corresponden a este episodio.

A partir de este momento el proceso morfogenético fundamental es el encajamiento de la red fluvial del Guadalquivir en el relieve preexistente. Este encajamiento se realizó de forma más o menos continua, sin que existan vestigios importantes de fluctuaciones o interrupciones. Solamente existen retazos puntuales de una terraza a 15 m de altura sobre el cauce actual, pudiéndose considerar en principio una edad Pleistoceno superior para estos depósitos.

#### 7.4. MORFOLOGÍA ACTUAL SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

El paisaje actual es por tanto consecuencia de esta larga y compleja historia denudativa.

El proceso de encajamiento de la red fluvial continuará siendo en el futuro el proceso geomorfológico más destacable. Este proceso inevitablemente irá acompañado de la captura de parte de la cuenca del río Guarrizas por las cuencas del río Despeñaperros y Guadalén.

La presencia generalizada de suelos muy poco potentes (*rankers*), las características climáticas del área y la abundancia de laderas de fuerte pendiente constituyen tres indicadores de alta susceptibilidad frente a los procesos de erosión del suelo.

Es frecuente observar zonas donde el poco suelo existente ha sido totalmente erosionado de las laderas cuarcíticas o pizarrosas. Por ello los cambios que se introduzcan en los usos del territorio deben de ser analizados cuidadosamente para evitar la erosión de los suelos.

## 8. HISTORIA GEOLÓGICA

El acontecimiento geológico más antiguo registrado en la Hoja de Aldeaquemada es la sedimentación en un cono submarino profundo de las alternancias pizarroso-grauváquicas del conjunto inferior precámbrico. Durante el depósito de esta serie se produjeron movimientos bruscos de fallas que provocaron zonas deprimidas limitadas por escarpes, los cuales colapsaron y dieron lugar a brechas intraformacionales de la misma composición que las alternancias. TALAVERA *et al.* (2015) obtienen mediante U/Pb en circones detríticos, una edad deposicional máxima de 580-560 Ma (Ediacárico) para el Alcudiense inferior situado inmediatamente por debajo de la misma, y de 550-540 Ma (Ediacárico terminal) para el Alcudiense superior situado inmediatamente sobre la discordancia, lo que dejaría al Alcudiense inferior, representado en esta Hoja, una edad mínima Ediacárico superior.

Durante el Ediacárico, y en un período de tiempo comprendido aproximadamente entre 550 y 560 Ma, se produjo la deformación de la serie turbidítica, debido a un evento Cadomiense tardío formándose pliegues sin foliación asociada. Esto indicaría que fueron causados por una compresión poco importante. Ello puede deberse a la situación del área en relación con el orógeno Cadomiense, o bien, como ha sugerido RIBEIRO (1974), a la adaptación de un "tegumento" a la deformación por fracturas y movimientos en la vertical de un zócalo rígido. La trayectoria de estas estructuras se situaría probablemente según un rumbo NO-SE.

Después de un corto período de emersión y consecuente erosión, se produce la sedimentación del conjunto del Alcudiense superior (no representado en esta Hoja) durante el Ediacárico-Cámbrico inferior. El medio de sedimentación fue el de un medio de plataforma con variaciones del medio de unas a otras zonas.

Posteriormente se produce una importante tectónica de bloques, compartimentando la región en unidades individualizadas por grandes fallas NO-SE, la zona permaneció emergida durante parte del Cámbrico.

El registro estratigráfico del Paleozoico de Sierra Morena oriental, Dominio del Complejo Esquistoso-Grauváquico de la Zona Centroibérica, donde se ubica esta Hoja, queda encuadrado en el Hiperciclo Postcámbrico, SAN JOSÉ *et al.* (1992), que abarca los materiales con edades comprendidas entre el Ordovícico inferior y el Carbonífero superior.

Los materiales aflorantes de este Hiperciclo, pueden dividirse en dos conjuntos separados por la disconformidad (límite de tipo 1) del Ordovícico superior (Hirnantense). Por tanto, se trataría de dos megaciclos; el inferior, de Ordovícico inferior a superior (pro parte) y el superior, de Ordovícico terminal a Devónico inferior. En sectores próximos (Hoja 839; MATAS *et al.*, 2009b), se ha constatado la existencia de series atribuidas al Devónico superior en continuidad cartográfica con contacto disconforme ya que falta el Devónico medio. Estos materiales con un límite de tipo 1 en su base, se integrarían en un tercer megaciclo dentro del registro paleozoico de Sierra Morena Oriental.

Hay un consenso general de la mayoría de autores en considerar la sedimentación del hiperciclo postcámbrico como un proceso moderadamente continuo, salvo el evento tectosedimentario del Ordovícico superior.



De esta forma, y admitiendo la disconformidad (límite de tipo 1) de la base del hiperciclo, pueden establecerse dos eventos de fracturación, con creación de cuenca, cuyas cronologías establecidas son la de Arenig inferior y la de Ordovícico terminal (Hirnantense), y dos etapas de margen pasivo, consecutivas a ellos, en las que la sedimentación se caracteriza por el carácter homogéneo y repetitivo de unidades litológicas que se acrecionan en el registro sedimentario como respuesta, en gran medida, a los ascensos o descensos del nivel del mar.

PORTERO *et al.* (1988), definen de esta manera una serie de unidades tectosedimentarias (UTS) en Montes de Toledo y Zona Centroibérica meridional, en las que las alternancias de pizarras y cuarcitas se interpretan como respuesta a los movimientos cíclicos del nivel del mar. Las facies lutíticas y heterolíticas las atribuyen a depósitos de nivel alto, y las arenosas y/o cuarcíticas a nivel bajo.

Aplicando criterios de estratigrafía genética, MATAS *et al.* (2009b) han diferenciado (Hoja 839) en el hiperciclo postcámbrico una serie de Secuencias Deposicionales (SD) (MITCHUM *et al.*, 1977; VAIL *et al.*, 1977; VAIL, 1987; POSAMENTIER *et al.*, 1988) que de muro a techo son las que se determinan en la Figura 14.

Las diferencias sustanciales de interpretación respecto a divisiones propuestas por autores anteriores, consisten en que se consideran las facies arenosas de tipo constructivo (Cuarcita Armoricana, Cuarcitas Botella, Cuarcita del Criadero y Cuarcitas de Doradillo) como depósitos de nivel alto (HST) (*highstand-systems tract*), diferenciándolas de los litosomas arenosos de tipo "destructivo", con reciclado de los siliciclásticos del cinturón costero y que en general coinciden con facies *hummocky* (HCS), GABALDÓN (1990), de grano medio y grueso, a veces amalgamadas (Capas Pochico, Alternancias del Caño, Bancos Mixtos y Alternancias Malva), como depósitos de *shelf-margin systems tract* (SST).

Algunas de estas SD finalizan con el depósito de carbonatos (bioclásticos y bioconstruidos), que constituirán el HST de dichas secuencias. Son el caso de la "Caliza Urbana" y la del Devónico inferior (no representada en esta Hoja).

En general, las facies pelíticas y heterolíticas con afinidad turbidítica, se consideran como cortejo de borde de plataforma (*shelf margin systems tract*) (SST) y *transgressive system tract* (TST), con su ciclos de facies estrato y grano crecientes somerizantes y progradacionales.

La discordancia y transgresión del Ordovícico inferior, con la que comienza el Hiperciclo Postcámbrico, marcaría el paso a medios de plataforma siliciclástica correspondientes a un margen continental pasivo.

En este encuadre tectoestratigráfico se depositan las series aflorantes en esta Hoja durante el Ordovícico inferior y medio.

Durante este período se depositan las SD I a V (Figura 8.1), todas ellas, salvo la SD I son de tipo 2 con mayor potencia comparativa de las facies de plataforma externa (SST) respecto a las facies de plataforma interna (TST y HST). Este hecho sistemático parece confirmar la idea expuesta por diversos autores, WALKER (1984), GABALDÓN (*op. cit.*), VAN WAGONER *et al.* (1987), de que el efecto fundamental de los huracanes y tormentas en las plataformas, es el de transportar

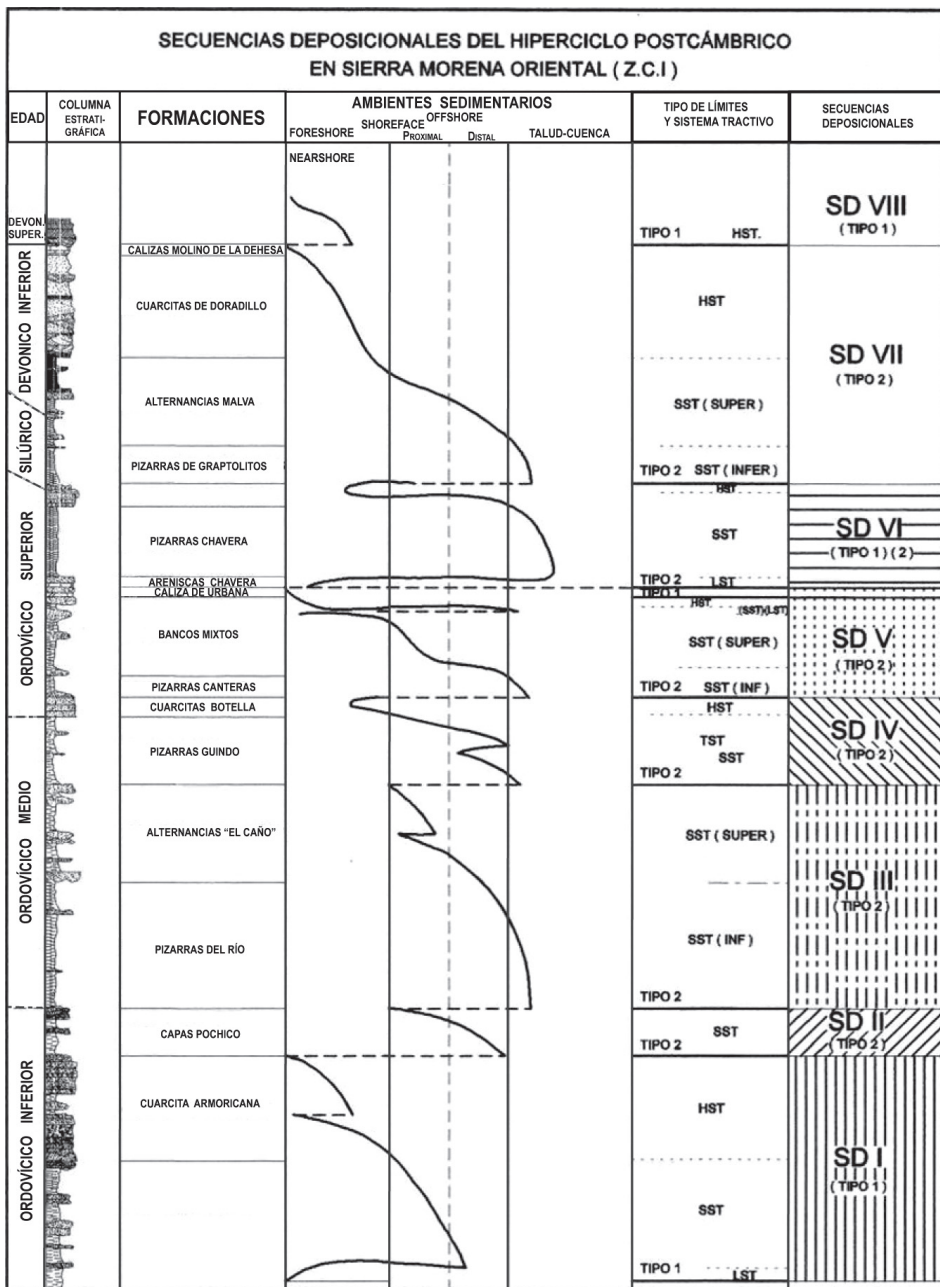


Fig. 14.- Tomada de Matas et al. (2009b).

sedimentos desde el *nearshore* al *offshore*, de tal forma que facies destructivas en plataforma interna equivalgan a constructivas en plataforma externa y talud.

Esta relación originada por la dinámica sedimentaria ligada a estos fenómenos meteorológicos, posiblemente podría justificar la formación de cuñas sedimentarias en la plataforma externa sin necesidad de invocar variaciones bruscas en el nivel relativo del mar que expongan a la acción erosiva sedimentos precedentes.

Hay que destacar que durante el Ordovícico medio (Arenig superior-Oretaniense: Capas Pochico y Pizarras del Río) se produce un episodio volcánico de composición básica.

Estas condiciones fueron interrumpidas durante el Ordovícico terminal con un nuevo evento extensional, que afecta fundamentalmente a los sectores situados junto al autóctono de la ZCI, donde se encuentra encuadrada el área de estudio, en la que se produciría una fragmentación de la cuenca, en gran medida controlada por la estructuración primitiva del basamento preordovícico.

El evento descrito, va acompañado en sectores vecinos a esta Hoja por vulcanismo, mayoritariamente básico, que se intercala en las facies de cuenca del Ordovícico superior y del Silúrico basal.

Con posterioridad a este evento extensional, se depositan las Secuencias Depositionales VI y VII, que abarcan desde el Ordovícico superior (Hirnantense) hasta el Devónico inferior, constituyendo un megaciclo de facies grano y estratocreciente, en una situación “regresiva” y somerizante.

Son muy escasos los registros sedimentarios datados con edades posteriores al Devónico inferior, como sucede en gran parte de la Zona Centroibérica sur-occidental. En la Hoja aledaña de Torre de Juan Abad (839) (MATAS *et al.*, 2009), se ha definido una laguna estratigráfica (Mesodevónica) de tal forma que sobre los depósitos carbonatados de los niveles superiores del Devónico inferior (Emsiense), se tienen los materiales siliciclásticos y carbonatados del Devónico superior (Frasniense).

Esta importante laguna mesodevónica de ámbito cuencial (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1990), se interpreta como un episodio deformativo varisco previo al principal, en la ZCI y coetáneo con el primer episodio de deformación de la ZOM.

Este hiperciclo postcámbrico se interpreta como una sedimentación continua en su margen continental pasivo, que se ve interrumpido por la Orogenia Varisca.

En sectores meridionales, situados al S de la zona de cizalla Puente Génave-Castelo de Vide, muy próximos a este área y dentro de las Hojas nº 861 (Solana del Pino), 884 (La Carolina), 885 (Santesteban del Puerto) y 886 (Beas de Segura), en discordancia con distintas formaciones devónicas, afloran potentes series heterolíticas de afinidad turbidítica (Facies Culm), con edad Carbonífero inferior.

La deformación varisca, se produce en varias fases que, en conjunto, dan lugar a la estructuración principal de estos materiales. Las primeras manifestaciones son las ya descritas que se registran como lagunas sedimentarias durante el Devónico medio.

La primera fase ( $F_1$ ), con plegamiento generalizado y esquistosidad, se produce por una compresión N-S y dio lugar a las principales estructuras cartográficas de la Hoja. Su edad se sitúa entre el Namuriense temprano (Serpukhoviense), edad más alta de los sedimentos de Culm a los que afecta en áreas vecinas, y la edad de la blastesis de las corneanas de la aureola de metamorfismo de contacto asociada al Plutón de Santa Elena, datado en  $331 \pm 34$  Ma mediante Rb/Sr, por LARREA *et al.* (1999) y recientemente en  $319 \pm 5$  Ma, Namuriense superior (Bashkiriense) mediante U/Pb por el Método de Kober, (Montero com. pers., en MARTÍN PARRA *et al.*, 2015), que es posterior a esta primera etapa. Esto indicaría que la deformación principal varisca ( $F_1$ ) en este sector de la ZCI se desarrolla posiblemente en el Namuriense inferior alto (Serpukhoviense superior-Bashkiriense basal).

Este primer episodio de deformación dio lugar a un engrosamiento cortical, al que le siguió, una vez dejó de actuar la compresión N-S a NE-SO, un episodio de extensión ( $F_2$ ) con desarrollo de fracturas de despegue extensional perpendiculares a la cadena (extensión N-S), como la cercana de Puente Génave-Castelo de Vide, o la más lejana hacia el N de Toledo. A este episodio se le atribuyen alguna de las fracturas de dirección E-O a ENE-OSO de la Hoja. Durante esta etapa se produce la intrusión del citado stock granítico de Santa Elena (Bashkiriense medio) que es afectado por la zona de cizalla extensional de Puente Génave-Castelo de Vide, a su vez cortada al oeste por el Macizo de la Haba, datado recientemente en  $314.2 \pm 1.9$  Ma por CARRACEDO *et al.* (2009) por lo que esta etapa se desarrollaría en el Namuriense superior alto (Bashkiriense medio-superior).

En las cercanías, hacia el S del área de la Hoja, durante el Westfaliense D-Pérmico inferior (Moscoviense-Gzheliense) se produce una tectónica transtensiva dextra, de dirección ONO-ESE, con la que se relaciona la intrusión de la Unidad Granodiorítica del Batolito de Los Pedroches (LARREA *et al.*, 1996b, 1999b; CARRACEDO *et al.*, 1994, 1997; ARANGUREN *et al.*, 1997; MARTÍN PARRA *et al.*, 2000, 2015) datada en 307 Ma (límite Westfaliense-Estefaniense o Moscoviense-Kasimoviense) (CARRACEDO *et al.*, 2009) y el sistema de diques intermedios a básicos asociados, que evoluciona a una extensión NE-SO durante la cual intruye la Unidad Granítica del Batolito de Los Pedroches (MARTÍN PARRA *et al.*, 2000, 2015) datada en 304 Ma (Estefaniense B-C o límite Kasimoviense-Gzheliense) (CARRACEDO *et al.*, 2009), así como el sistema de diques de pórfidos graníticos asociado.

Entre el final de la etapa extensional relacionada con la Zona de Cizalla Extensional de Puente Génave-Castelo de Vide ( $F_2$ ) y el de esta de tectónica transtensional-extensional que da lugar al emplazamiento del Batolito de Los Pedroches, y relacionadas con ella, se producen cuencas en las que se depositan sedimentos conglomeráticos del Carbonífero superior (Westfaliense D-Estefaniense) como los de Mina Riquilla en la Hoja de Brazatortas (835) (RAMÍREZ *et al.*, 2016), Sinclinal de Almadén (GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987), o los cartografiados en discordancia angular y erosiva sobre los sedimentos del Ordovícico inferior, en el sector noroccidental de la Hoja nº 864 Venta de los Santos (MATAS *et al.*, 2009). La cuenca de Puertollano de carácter lacustre con influencia fluvial y actividad volcánica sincrónica (WAGNER, 1983), contiene sobre los conglomerados, areniscas y pizarras con capas de carbón y cineritas, y estaría también relacionada con este episodio.

Este episodio transtensional-extensional Westfaliense superior-Estefaniense, debe ser continuación de la etapa extensional anteriormente citada y podría considerarse como parte de la Fase 2

de este sector de la ZCI, pudiendo afirmarse que estos depósitos son posteriores a las tres fases principales (dúctiles) de la Orogenia Varisca en el DCEG de la ZCI, al N de la Falla de Toledo, y en el extremo meridional de la ZCI (DOV) al S de Los Pedroches, y a la  $F_1$  y  $F_2$  del sector de la ZCI en que se sitúa esta Hoja.

El período de emplazamiento de granitos en la ZCI meridional coincide con el episodio de tectónica extensional-transtensional de la  $F_2$  en sentido amplio.

La tercera etapa de deformación varisca en la Hoja, está relacionada con la formación de cizallas frágiles transcurrentes NO-SE sinistras. A esta fase se puede atribuir el giro de las grandes estructuras de  $F_1$  (pliegues mayores) y  $F_2$  (Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide y Batolito de Los Pedroches) desde ONO-ESE en su sector occidental a ENE-OSO en su extremo oriental. Responde a una compresión E-O, generando en regiones próximas, tanto al N como al O (Hoja de Santa Elena) figuras de interferencia de pliegues, llegando a dar domos con los pliegues de  $F_1$ , plegando a la ZCPGCV y reactivando antiguos accidentes NO-SE como desgares sinistros. Su edad no ha sido establecida por la falta de marcadores datados, si bien probablemente sea Estefaniense B o posterior.

El conjunto de fracturas conjugadas de dirección NNO-SSE dexas y NNE-SSO sinistras se desarrolla también posteriormente al Carbonífero superior, ya que afectan al conglomerado discordante de esta edad descrito en la Hoja de Venta de los Santos (MATAS *et al.*, 2009), siendo probablemente el más tardío, ya que está representado en todo el Macizo Ibérico meridional.

A partir de los trabajos de investigación realizados recientemente por el IGME, con la elaboración de las Hojas 1:200.000 de Pozoblanco (69), Linares (70), Sevilla-Puebla de Guzmán (74-75) y Córdoba (76), y principalmente de las dos primeras (MATAS *et al.*, 2015; MARTÍN PARRA *et al.*, 2015), se ha establecido una secuencia en las etapas variscas para el sector S de la ZCI (Dominio de Obejo-Valsequillo), recogiendo los avances científicos alcanzados en el área:

- La primera etapa de compresión sucedió en el Devónico medio de las Unidades Alóctonas del DOV ( $F_1$  de las U. Alóctonas) con una vergencia hacia el ESE, quedando reflejada en el DCEG únicamente por una laguna estratigráfica (382-393 Ma).
- En la base del Carbonífero tiene lugar una etapa extensional ( $F_2$  de las U. Alóctonas) oblicua a paralela a la cadena que propicia el desarrollo de la cuenca del Guadiato-Pedroches (358 Ma).
- A techo del Misisipiense se establece otra etapa compresiva (323 Ma) que da lugar a los pliegues de  $F_3$  de las U. Alóctonas del DOV y de  $F_1$  de la U. Parautóctona y DCEG, subverticales a ligeramente vergentes al S. Aunque la compresión en las U. Alóctonas comenzó con el cabalgamiento hacia el NE de estas unidades, que desarrolla cuencas de *piggy-back*, como la del Kilva (NO de Adamuz), de edad Serpukhoviense basal: 330 Ma.
- En el Pensilvaniense se da otra etapa extensional ( $F_2$  del Parautóctono y DCEG) (300-320 Ma). En ella se desarrollan en primer lugar accidentes con extensión perpendicular a la

cadena con movimiento de techo hacia el S, como las fallas de Toledo y de Puente Génave-Castelo de Vide. Asociados al desarrollo y evolución de esta última, se desarrolla un gran pliegue antiformal en el bloque de muro (Antiforme de Sierra Madrona-Santa Elena) y otro sinfomal en el bloque de techo (Sinforme del Jándula), subverticales, sin vergencia definida, que son interpretados como *drag folds* relacionados con el movimiento extensional de la cizalla (MARTÍN PARRA *et al.*, 2006). En relación con el comienzo de la extensión que da lugar a la Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide se produce la intrusión del Stock de Santa Elena.

En el bloque de muro de esta zona de cizalla se produce el campo filoniano de El Centenillo-Santa Elena, como rellenos en fracturas tensionales de la misma (MARTÍN PARRA *et al.*, 2006). A continuación se forman zonas de cizalla transtensionales dexas y extensionales ligadas al emplazamiento del Batolito de Los Pedroches.

- La fracturación tardi-post-Varisca, posterior está representada principalmente por cizallas frágiles transcurrentes NO-SE sinistras, que responde a una compresión E-O probablemente post-Estefaniense ( $F_3$  del DCEG); y a continuación un conjunto de fracturas conjugadas de dirección NNO-SSE dexas y NNE-SSO sinistras, que responde a una compresión N-S.
- Por último se produce la fracturación con grandes desgarres sinistros de dirección N120°E, que se concentran en la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba, y que se prolongan hasta el Pérmico basal (290 Ma).

Los materiales sedimentarios postvariscos más antiguos en la Hoja de estudio corresponden a la “raña” plio-cuaternaria, sin que se halle registro de depósitos mesozóicos o cenozoicos.

Al N de esta Hoja (fuera de la misma), a finales del Mioceno superior (8,6-6,4 Ma; ANCOCHEA, 1982; BONADONNA y VILLA, 1986), se inicia el volcanismo del Campo de Calatrava que comenzó con la extrusión de leucititas olivínicas, a las que siguió tras un lapso de cerca de 1,7 Ma., una etapa de volcanismo basáltico alcalino que se prolonga hasta el Cuaternario inferior (4,7 a 0,7 Ma; ANCOCHEA, 1982; GALLARDO MILLÁN *et al.*, 2002). La emisión de los materiales volcánicos estuvo controlada por un accidente distensivo de dirección NO-SE a favor del cual ascendieron los magmas. Este accidente se generó como una zona de extensión/transtensión local en el antepaís del orógeno bético. VEGAS y RINCÓN (1996) lo suponen formado por efecto de un abombamiento cortical de la Meseta Meridional como consecuencia del emplazamiento final de las unidades alóctonas de la Cordillera Bética sobre el Valle del Guadalquivir. Recientemente, GRANJA BRUÑA *et al.* (2015) proponen la combinación de dos factores para explicar este vulcanismo: 1) Plegamiento de la litosfera Ibérica y levantamiento asociado del basamento varisco debido a la transmisión hacia el NO de esfuerzos compresivos en la placa superior de la subducción/colisión del margen suribérico. 2) Existencia de una banda de cizalla de desgarre dextro, varisca, de dirección NO-SE que debilitó la corteza y favoreció el ascenso de los materiales.

Durante este período, que abarca desde el Mioceno superior al Pleistoceno, se han reconocido al menos tres episodios de deformación locales durante el Neógeno-Cuaternario en el sec-

tor de Campo de Calatrava situado más al N. La primera etapa fue extensional, tuvo lugar en el Mioceno superior y dio como resultado una apertura generalizada y el inicio de la formación de cuencas, con reactivación de antiguas fracturas de direcciones N-S, O-E y NE-SO. A este episodio, le siguió una segunda etapa de apertura durante el Plioceno, responsable de la formación de la Cuenca Manchega. La tercera y última etapa de deformación, en Plioceno-Pleistoceno, se caracteriza por el desarrollo de suaves ondulaciones, consecuencia de una débil compresión.

Con relación a la Cuenca del Guadalquivir (al sur de la Hoja), se ha interpretado (SANZ DE GALDEANO y VERA, 1992) que esta se comenzó a formar como una cuenca de antepaís durante el Mioceno medio (Serravaliense), aunque es a partir del Tortoniense cuando se individualiza como área subsidente en un régimen transcurrente caracterizado por una compresión N-S a NNO-SSE. Ese régimen transcurrente evolucionó a partir del Plioceno inferior a un régimen de extensión radial. En el borde norte de la Cuenca del Guadalquivir, esta extensión se manifiesta fundamentalmente por movimientos directos de fallas NE-SO donde, frecuentemente, el bloque hundido se sitúa al E (p.ej. Falla del Moro en la depresión de Bailén, MARÍN SEÑAN, 1988). Como consecuencia, la zona de Sierra Morena quedó elevada con respecto a la depresión, desarrollándose a partir de ese momento una plataforma de piedemonte, y generándose los depósitos de rañas cartografiados. También durante esa época se acentúa también la generación de las morfologías en resalte de los niveles cuarcíticos más resistentes, proceso que continúa hasta la actualidad.

Con posterioridad a los depósitos de rañas se producen reajustes parciales en la topografía del área, que provocan el depósito de los niveles de glaciares reconocidos en la zona. A partir de la formación de estos, el proceso morfogenético dominante es el encajamiento de la red fluvial de forma discontinua. Es la incisión lineal de los cursos fluviales, junto con la movilización en ladera, los procesos que contribuyen a la creación del paisaje actualmente observable.

La evolución cuaternaria, por lo tanto compleja, se continúa en la incisión y vaciado erosivo como principales pautas morfogenéticas, lo que ha favorecido la ampliación del valle principal del Guadalquivir por medio de capturas de pequeñas cuencas en Sierra Morena.

El desplazamiento de las sucesivas terrazas escalonadas del río Guadalquivir se efectúa hacia el NO, llegándose a contar hasta 17 niveles. A su vez, todo el conjunto se encaja hacia el sur, como consecuencia del paulatino descenso del nivel del mar, tal vez acompañado por un hundimiento en el centro de la cuenca.

## **9. GEOLOGÍA ECONÓMICA**

### **9.1. RECURSOS MINERALES**

#### **9.1.1. Minerales metálicos y no metálicos**

La Hoja de Aldeaquemada se sitúa en el límite septentrional del denominado distrito La Carolina-Linares, de gran tradición minera. En la propia Hoja se localizan algunos indicios, aunque

en la actualidad, sin embargo, todas las minas localizadas en la Hoja (Tabla 5), se encuentran inactivas (los trabajos de extracción en La Nazarena se concluyeron en 1963).

La actividad minera en la Hoja ha estado centrada, fundamentalmente, en mineralizaciones estratiformes de antimonio y en filones hidrotermales con plomo y bario, zinc, cobre y plata. Las labores de antimonio se localizan en La Nazarena, al sur y suroeste del vértice Golondrinas. En relación a los filones BPGC, un grupo numeroso de labores se halla entre el arroyo Silvestre y el río Guadalén. Otro grupo aparece en las proximidades de la estación de Santa Elena, al norte de la misma.

La mineralización de La Nazarena, aunque estratiforme, se localiza en una serie de indicios (La Nazarena, Joaquina, regato de la Charneta y Colmenar del Cura) situados a lo largo de una estructura E-O de unos 4 km de longitud. La mineralización, con paragénesis q-Sb-Zn aparece como diseminaciones en los niveles cuarcítico-areniscosos de la roca encajante o en brechas filonianas, las cuales definen filones de dirección N90-100°E y otros secundarios de dirección N20-30°E. La génesis de esa mineralización ha sido relacionada por Gumiel (1982) con procesos exhalativos en relación al vulcanismo del Ordovícico inferior.

Las mineralizaciones Ba-(Pb-Zn-Cu-[Ag]) son filones hidrotermales que rellenan fracturas tardi-variscas abiertas en una etapa distensiva pre-Ladiniense, según LILLO (1992).

Este autor interpreta que los fluidos hidrotermales evolucionaron desde soluciones acuosas calientes (en torno a los 375-350° C) y moderadamente salinas, ligeramente carbónicas en algunas zonas, y con H<sub>2</sub>S de origen magmático/metasedimentario como especie dominante de azufre, a soluciones acuosas de salinidad moderada a alta, de menor temperatura y con una relación SO<sub>4</sub>=/H<sub>2</sub>S más alta como resultado de la mezcla de los fluidos iniciales con aguas más superficiales y frías, de origen meteórico. En el mismo estudio se indica que el enriquecimiento selectivo en plata no parece tener relación con la localización o tipología de los distintos depósitos, distribuyéndose de forma aleatoria.

Para MARTÍN PARRA (2003) y MARTÍN PARRA *et al.* (2006), se habrían formado en el bloque de muro de la Zona de Cizalla extensional de Puente Génave-Castelo de Vide, en relación con el mismo campo de esfuerzos que generó la zona de cizalla, y se corresponderían con grietas tensionales de la dirección principal de extensión de la zona de cizalla, los de direcciones comprendidas entre E-O y N100°E, y con una extensión menor en la dirección del eje intermedio de esfuerzos, los comprendidos entre N-S a N30°E.

#### 9.1.2. Rocas industriales y ornamentales

A diferencia de la minería de minerales metálicos, la cantería en la Hoja es prácticamente inexistente, limitándose a labores artesanales de reducidas dimensiones sobre los niveles cuarcíticos y areniscosos (mampostería), con excepción de la cantera que explota de forma intermitente la Cuarcita Armoricana al sur de la Loma del Lentisco, en la pista que va de la carretera de Santa Elena-Aldeaquemada a arroyo Palanco. Otra pequeña cantera, en este caso para aprovechamiento de la Caliza Urbana, se halla al oeste de la Casa de Los Tejos. Fuera de la Hoja, aunque



Coordenadas U.T.M.						
X	Y	Sustancias	Morfología	Dirección	Nombre	Labor
456,65	4259,35	Sb	Estratíf/Filon.	N90	Nazarena	Subterránea
457,15	4259,35	Sb	Estratíf/Filon.	N90	Nazarena	Subterránea
458,35	4259,35	Sb	Estratíf/Filon.	N90	Joaquina	Subterránea
460,05	4259,40	Sb	Estratíf/Filon.	N90	Col. del Cura	Superf.
460,30	4258,90	Sb	Estratíf/Filon.	N90	Col. del Cura	Superf.
460,40	4258,80	Sb	Estratíf/Filon.	N90	Col. del Cura	Superf.
458,35	4529,30	Sb	Estratíf/Filon.	N90	La Charneta	Superf.
457,45	4245,40	Pb, Zn	Filoniana	N20	Aguzaderas	Subterránea
455,95	4243,70	Pb, Zn	Filoniana	N120		Subterránea
455,90	4243,35	Pb, Zn	Filoniana	N120		Subterránea
463,40	4243,45	Pb, Zn	Filoniana	N70?		Subterránea
465,15	4245,25	Pb, Zn	Filoniana	N90, N60?		Subterránea
465,15	4245,00	Pb, Zn	Filoniana	N90, N60?		Subterránea
465,85	4244,90	Pb, Zn	Filoniana	N90, N60?		Subterránea
470,95	4244,10	Pb, Zn	Filoniana	N45, N60?	San Agustín	Subterránea
471,75	4245,25	Pb, Zn	Filoniana	N45, N90?		Subterránea
471,95	4243,95	Pb, Zn	Filoniana	N30, N50?	San Antonio	Subterránea
472,45	4244,07	Pb, Zn	Filoniana	N30, N50?	La Alamedilla	Subterránea
472,55	4244,07	Pb, Zn	Filoniana	N30, N50?	La Alamedilla	Subterránea
472,00	4244,25	Pb, Zn	Filoniana	N30, N70	Las Minas	Subterránea
480,35	4246,50	Pb, Zn	Filoniana	N30?		Subterránea

Tabla 5.- Situación y caracteres de los indicios mineros en la Hoja de Aldeaquemada.

muy próxima al límite sur de la misma, se sitúa otra cantera (La Despreciada) donde también se han aprovechado los niveles de la Caliza Urbana. En relación con las posibilidades de explotación de la Caliza Urbana, ESCUDER y REGUEIRO (2001) realizan un estudio desde el punto de vista de su interés ornamental por su sector meridional.

## 9.2. HIDROGEOLOGÍA

El área ocupada por la Hoja de Aldeaquemada, está comprendida mayoritariamente entre los 500 mm y 600 mm de precipitación media anual (Figura 15).

El Instituto Nacional de Meteorología, dispone de una red de control regional relativamente amplia, limitada en esta zona solamente a dos estaciones (n<sup>os</sup> 5239 y 5244).

Las isotermas están comprendidas entre los 14°C y 16°C, y los valores de evapotranspiración potencial, en media anual y para año medio son próximos a los 750 mm.

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

La red de drenaje se encuentra fuertemente encajada en la superficie de la Meseta, dando una mayor complejidad al relieve, y pertenece en su totalidad a la cuenca del Guadalquivir.

En el extremo occidental se instala el valle del río Despeñaperros (afluente del Guarrizas al sur de la Hoja). En la mitad oriental se instala la cuenca de drenaje del río Guadalén. La parte central se encuentra drenada por el río Guarrizas.

No existen estaciones de aforo en la red foronómica, encontrándose la más cercana en el río Guarrizas (n<sup>o</sup> 27) dentro de la Hoja vecina meridional. Tampoco hay estaciones de control de calidad de aguas superficiales, ni zonas clasificadas como húmedas, si bien se destaca como espacio natural el Desfiladero de Despeñaperros, en la zona suroccidental de la Hoja, y la “Ventana de la Cimbarra”.

En la Figura 16 se destaca la situación de la Hoja de Aldeaquemada respecto a las principales Unidades Hidrogeológicas.

En ella puede observarse que las más próximas son las de Ubeda (05.23) y de la Sierra de Caorla (05.01) encajadas en la cuenca del Guadalquivir y en cualquier caso muy alejadas.

El área de estudio está en su mayor parte cubierta por materiales de muy baja permeabilidad, o impermeables, correspondientes al Paleozoico, salvo algunos niveles poco desarrollados y de muy pobre rendimiento hidráulico, que pueden en algún caso muy puntual solucionar demandas de escaso valor, siempre que las condiciones estratégicas lo permitan.

Junto al mayor desarrollo del Paleozoico, los materiales pliocuaternarios se localizan irregularmente en el resto de la Hoja, siendo éstos poco extensos y de limitado espesor. Sin embargo

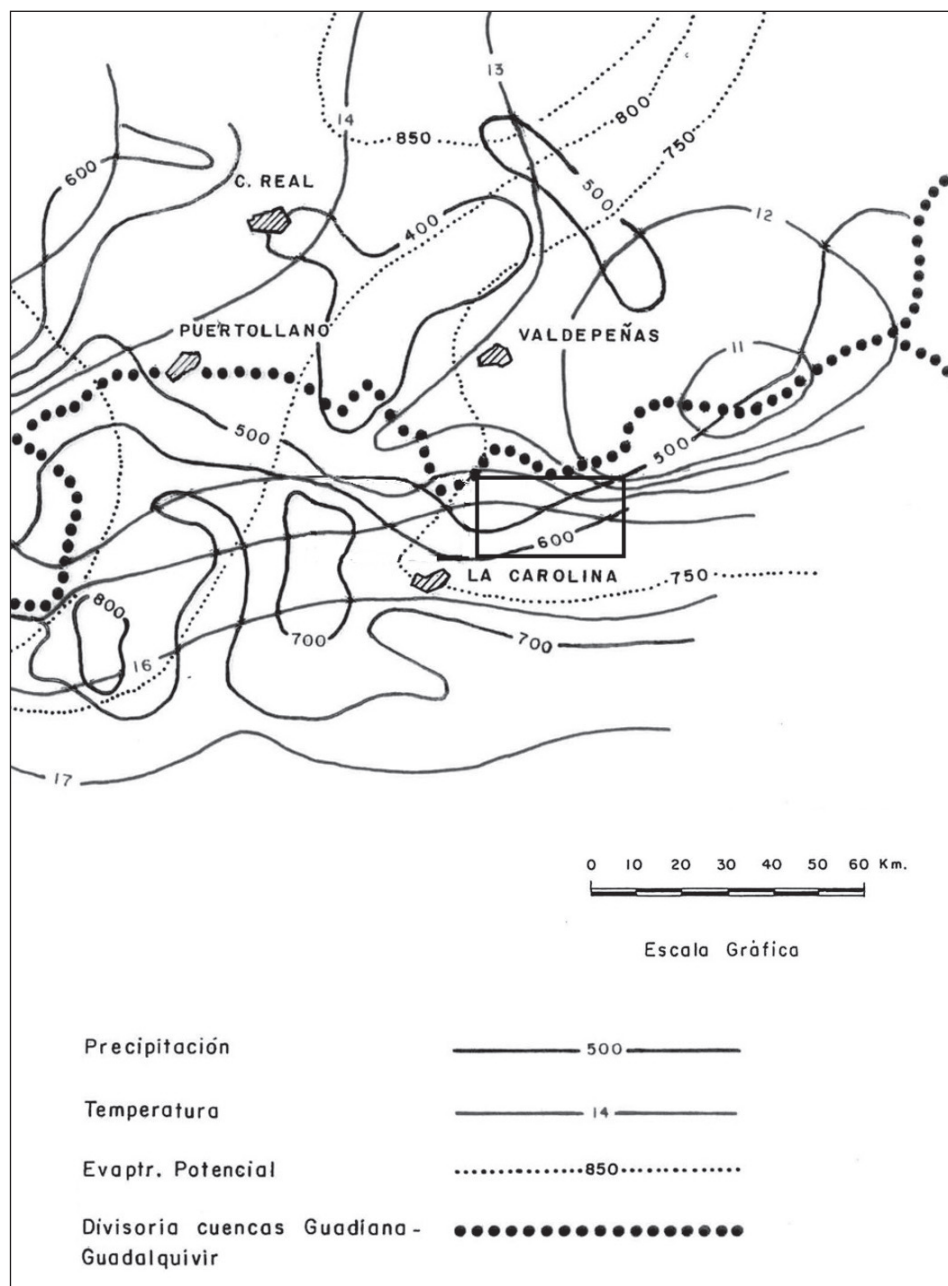
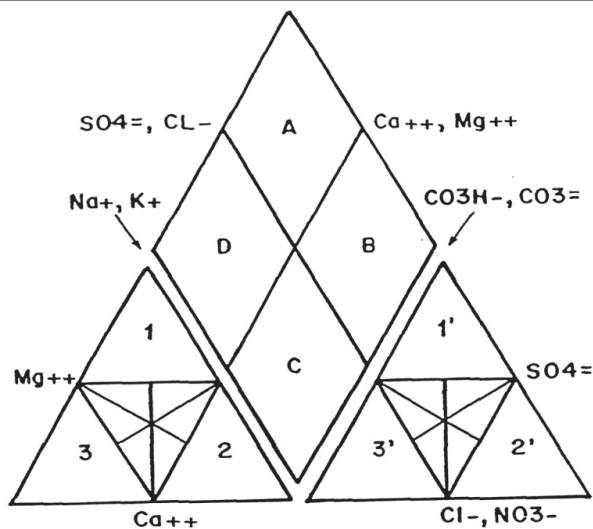


Fig. 15.— Mapa regional de isoyetas, isotermas y E.T.P.





A = Sulfatadas y/o cloruradas cálcicas y/o magnésicas

B = Cloruradas y/o sulfatadas sódicas

C = Bicarbonatadas sódicas

D = Bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas

1 = Tipo magnésico

2 = Tipo sódico

3 = Tipo cálcico

1' = Tipo sulfatado

2' = Tipo clorurado

3' = Tipo bicarbonatado

- 19341003
- 19342002
- 19344001
- 19346001
- △ 19348001

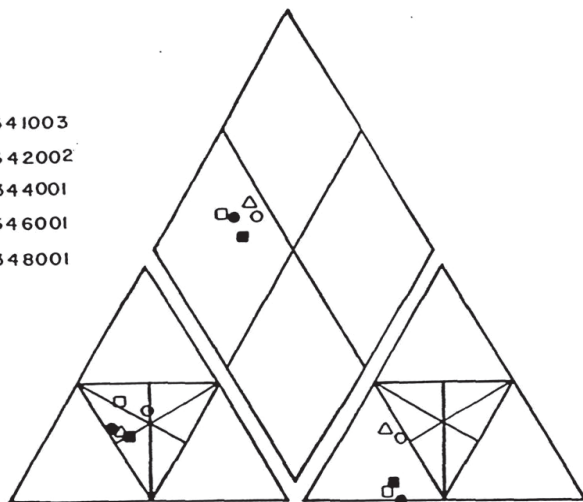


Fig. 17.- Diagrama de Piper.

## 10. BIBLIOGRAFÍA

- ÁBALOS, B. (1990): *Cinemática y mecanismos de la deformación en régimen de transpresión. Evolución estructural y metamórfica de la Zona de Cizalla Dúctil de Badajoz-Córdoba*. Tesis doctoral, Univ. País Vasco: 1-430.
- AGUILAR TOMÁS, M.J.; BABIANO, F.; COULLAUT, J.L.; VILLOTA, J.; GARCÍA SANSEGUNDO, J.; LORENZO, S.; MARTÍNEZ RIUS, A. y VERGÉS, J. (1987): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 808 (Almadén)*. *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*, 2ª serie (MAGNA). IGME.
- ALÍA, M.; CAPOTE, R. y HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1971): "Rasgos geológicos y tectónicos de la Sierra Morena Oriental y sus estribaciones meridionales en la transversal de Moral de Calatrava (Ciudad Real) a Villanueva del Arzobispo (Jaén)". *I. Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*; I: 3-30.
- ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, J. E.; FELGUEROSO, C. y QUINTERO, I. (1962): "Estudio geológico de la región de Almadén". *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*; 73: 193-327.
- ALONSO GAVILÁN, G.; SEQUEIRA, A.J.D.; RODRÍGUEZ ALONSO, M.D. y MEDINA, J. (2000): "Sedimentación en plataforma somera durante el Neoproterozoico. Formación Boque-Serpins (Grupo de las Beiras), en Trevim (Serra de Lousã, Portugal Central)". *Geogaceta*, 29: 11-14.
- ÁLVAREZ-NAVA OÑATE, H.; GARCÍA CASQUERO, J. L.; GIL TOJA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MONTESERÍN LÓPEZ, V.; NOZAL MARTÍN, F.; PARDO ALONSO, M. V.; PICART BOIRA, J.; ROBLES CASAS, R.; SANTAMARÍA CASANOVAS, J. y SOLÉ, F. J. (1988): "Unidades litoestratigráficas de los materiales Precámbrico-Cámbricos en la mitad suroriental de la zona Centro-Ibérica". *II Congr. Geol. Esp. Comun.*; 1: 19-22.
- AMOR, J.M. y ORTEGA, E. (1987): *Memoria de la Hoja nº 809 (Tirteafuera)*. *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*, 2ª serie (MAGNA). IGME.
- ANCOCHEA, E. (1982): *Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España central*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 675 pp.
- ANCOCHEA, E. y BRÄNDLE, J.L. (1982): "Alineaciones de volcanes en la Región Volcánica Central Española". *Rev. Geofís.*, 38: 133-138.
- APARICIO, A.; GARCÍA, R. y BRELL, J.M. (1997): "El metamorfismo de bajo y muy bajo grado de los materiales carboníferos del área hercínica de Sierra Morena". *Bol. Geol. Min.*, 108(2): 171-184.
- ARANGUREN, A.; LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; CUEVAS, J. y TUBIA, J.M. (1997): "The Los Pedroches batholith (Southern Spain): poliphase interplay between shear zones in transtension and setting of granites". In: Bouchez, J.L. et al. (eds.). *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluwer Academic Publishers: 215-229.
- ARBÉY, F. y TAMAIN, G. (1971): "Existence d'une glaciation siluro-ordovicienne en Sierra Morena (Espagne)". *C.R. Acad. Sc. Paris (Serv. D)*; 272: 1721-1723.



- ARTHAUD, F. y MATTE Ph. (1975): "Les décrochements Tardi-Hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation". *Tectonophysics*; 25: 139-171.
- AZOR, A. (1994): *Evolución tectonometamórfica del límite entre las zonas Centroibérica y de Ossa-Morena (Cordillera Varisca, SO de España)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 295 pp.
- AZOR, A.; EXPÓSITO, I.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; SIMANCAS, F. y MARTÍNEZ POYATOS, D. (2004): "La unidad Central o contacto entre las Zonas de Ossa-Morena y Centroibérica". En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 186-188.
- AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; HACAR RODRÍGUEZ, M.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y PÉREZ ESTAÚN, A. (1992): "Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del Olla de Sapo". En: J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra e I. Rábano (Eds.). *Paleozoico inferior de Ibero-América*. Univ. Extremadura: 469-484.
- BABÍN, C. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1991): "Middle Ordovician bivalves from Spain and their phyletic and palaeogeographic significance". *Palaeontology*; 34: 109-147.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph. y RIBEIRO, A. (1970): "Geotectonic model for the Iberian Variscan Orogen". *Nature Physical Science*, 241: 15.
- BERGSTROM, S.M.; XU CHEN; GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. y DRONOV, A. (2009): "The new chronostratigraphic classification of the Ordovician System and its relations to major regional series and stages and to <sup>13</sup>C chemostratigraphy. *Lethaia*, 42: 97-107.
- BEUF, S.; BIJU-DUVAL, B.; DE CHARPAL, O.; ROGNON, P.; GARIEL, O. y BENNACEF, A. (1971): "Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara". 464 pp. *Science et Technique du Pétrole* 18, Paris.
- BLATT, H.; MIDDLETON, G.V. y MURRAY, R.C. (1980): *Origin of Sedimentary Rocks*. Prentice-Hall New Jersey; pp. 782.
- BOCHMANN, H.G. (1956): *Stratigraphie und tektonik der zentralen Extremadura in Bereich von Cáceres und der östliche Sierra de San Pedro (Spanien)*. Unveröff. Diss. Match. Naturwiss. Fak. Univ. Münster.
- BONADONNA, F.P. y VILLA, J.M. (1986): "Estudio geocronológico del vulcanismo de Las Higueruelas". *Actas Castilla-La Mancha: espacio y Sociedad*; 3: 249-253.
- BONJOUR, J.J.; PEUCAT, J.J.; CHAUVEL, J.J.; PARIS, F. y CORNICHE, J. (1988): "U-Pb Zircon dating of the early Paleozoic (Arenigian) transgression in Western Brittany (France): A new constraint for the lower Paleozoic time-scale". *Chem. Geol. (Isot. Geosc. Sect.)*; 72: 329-336.
- BOUYX, E. (1962): "La edad de los esquistos de Alcudia". *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*; 66: 197-200.
- (1964): "Extensión de los terrenos anteordovícicos del Sur de Ciudad Real (España Meridional)". *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*; 76: 249-254.

- (1966): “Discordance infra-ordovicienne et schistosité dans la vallée de l’Alcudia au sud d’Almadén (Espagne méridionale)”. *C.R. Acad. Sc.*; 262: 1201-1204.
  - (1970): “Contribution à l’étude des Formations Anté-Ordoviciennes de la Méséta Méridionale (Ciudad Real et Badajoz)”. *Mem.Inst.Geol. Min. España*; 73: 263, IGME.
- BRENCHEY, P.J.; ROMANO, M. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1986): “Proximal and distal Hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician Shelf in Iberia”. *Canad. Soc. Petrol. Geol.*; 11: 241-255.
- BRENCHEY, P.J.; ROMANO, M.; YOUNG, T.P. y STORCH, P. (1991): “Hirnantian glaciomarine diamictites; evidence for the spread of glaciation and its effect on Upper Ordovician faunas”. En: *Advances in Ordovician geology* (C.R. Barnes y S.H. Williams, Eds.). Geological Survey of Canada: 325-336.
- BURG, J. P.; IGLESÍAS, M.; LAURENT, Ch.; MATTE, Ph. y RIBEIRO, A. (1981): “Variscan intracontinental deformation: Coimbra-Córdoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula)”. *Tectonophysics*, 78: 161-177.
- BUTENWEG, P. (1968): “Geologische Untersuchungen im Ostteil der Sierra Morena nordöstlich von La Carolina (Prov. Jaén, Spanien)”. *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*; 6: 126 pp.
- CAPOTE, R. y HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1969): “Estudio geológico de la región de Santa Cruz de Mudela-Despeñaperros”. *Informe J.E.N.*, inédito.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNÁNDEZ-CASALS, M.J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VEGAS, R. (1977): “The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif”. *Est. Geol.*; 33: 343-355.
- CARLS, P. (1975): “The Ordovician of the Eastern Iberian chains near Fombuena and Luerma (Prov. Zaragoza, Spain)”. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 150 (2) pp. 127-146. Stuttgart.
- CARRACEDO, M.; LARREA, F.J.; ARANGUREN, A.; CUEVAS, J. y TUBIA, J.M. (1994): “La falla de Conquista: una zona de cizalla dúctil transtensiva asociada al emplazamiento del batolito de Los Pedroches”. En: *XVI Reunión de Xeoloxía e Minería do Noroeste Peninsular*. Laxe: 51-54.
- CARRACEDO, M.; LARREA, F.J.; ALONSO OLAZÁBAL, A. y GIL IBARGUCHI, J.I. (1997): “Relación entre las intrusiones plutónicas y el complejo filoniano en el batolito de Los Pedroches (Macizo Ibérico, España): los diques como indicadores de ambientes paleotectónicos y paleoesfuerzos”. *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, 22: 229-246.
- 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.



- CARRÉ, D.; HENRY, J.L.; POUPON, G. y TAMAIN, G. (1971): "Les quartzites Botella et leur faune trilobitique. Le problème de la limite Llandeilien-Caradocien en Sierra Morena". *Bull. Soc. Geol. France* (7ª); 12: 774-785.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950): "Noticia sobre uma carta geologica do Buçaco, de Nery Delgado". *Publ. Esp. Com. Serv. Geol. Portugal, Lisboa*, 1-27.
- CASTELLÓ, R. y ORVIZ, F. (1976): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 884 (La Carolina). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA)*. IGME.
- CEBRIÁ, J.M. (1992): *Geoquímica de las rocas basálticas y leucititas de la región volcánica de Campo de Calatrava, España*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 315 pp.
- CEBRIÁ, J.M. y LÓPEZ RUIZ (1995): "Alkali basalts and leucitites in a extensional intracontinental plate setting: the late Cenozoic Calatrava Volcanic Province (central Spain)". *Lithos*; 35: 27-46.
- CHAMÓN, C.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; OLMO, P.; PARDO TIRAPU, G. y ALÍA, M. (1970): "Estudio geológico de la región de El Viso del Marqués-Moral de Calatrava (provincia de Ciudad Real)". Inédito. *Dep. Geodinámica Interna. Univ. Compl. Madrid*.
- CHAPUT, J.L. (1971): "Aspects morphologiques du Sud-Est de la Sierra Morena (Espagne)". *Revue de Geogr. Phys. et de Geol. Dynamique*; 18: 55-66.
- CHARPENTIER, J.L. (1976): *Géologie et Metallogénie de la Sierra Carolina (Jaen-Espagne)*. Thèse 3er. cycle. Centre d'Orsay. L'Université de Paris-Sud. 156 pp.
- CHAUVEL, J.; DROT, J.; PILLET, J. y TAMAIN, G. (1969): "Precisions sur l'Ordovicien moyen et supérieur de la "Serie-type" du Centenillo (Sierra Morena Orientale, Espagne)". *Bull. Soc. Geol. France* (7ª), 11, 613-626.
- CRESPO LARA, V.; LÓPEZ VILCHEZ, L.; PAZ PÉREZ, C. y REY DE LA ROSA, J. (1971a): "Contribución al estudio de los sedimentos del Valle de Alcudia (Ciudad Real)". *I Congr. Hisp-Luso-Amer. Geol. Econ.*; Sec 1: 139.
- CRESPO LARA, V. y REY DE LA ROSA, J. (1971): "Contribución al Estudio del Valle de Alcudia". *Bol. Geol. Min.*; 82: 512-515.
- CRESPO, V.; REY, J.; LÓPEZ VILCHEZ, L. y PAZ, C. (1971b): "Memoria sobre la investigación minera estatal en la reserva del Valle del Alcudia". *Jornadas Minero-Metalúrgicas*, Cartagena, Secc. III, 131-152.
- CRESPO LARA, V. y TAMAIN, G. (1971): "Mise en évidence de niveaux carbonatés interstratifiés dans l'Alcudien de la Sierra Morena centrale (Espagne)". *C.R. Acad. Sc., (Ser.D)*; 272: 688-690.
- CROOK, K.A.W. (1974): "Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variation in flysch arenites (greywackes)". En: Dott, R.H. and Shaver, R.H. (eds.). *Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Soc. Econ. Paleon. Mineral. Spec. Publ.*: 19, 304-310.

- CUETO, L.A.; FERNÁNDEZ, F.J.; LARREA, F.J.; LASALA, M.J.; QUESADA, C. y REYES, J. (1991): IV Congreso Geoquímico de España; I: 359-360.
- DALLMEYER, R.D. y PIEREN PIDAL, A.P. (1987): "Evidences of late Proterozoic tectonometamorphic events in SW Iberia. Significance and paleogeographic implications". *Tectonothermal Evol. West African Orogens and Linkages. (I.U.G.S. Project N° 233)*: 73-76.
- DEBON, F. y LEFORT, P. (1983): "A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations". *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 73: 135-149.
- DELGADO, J.C. (1987): *Caracteres litogeoquímicos de los Estratos Pochico y su relación con la metalogenia del campo filoniano de El Hoyo de Mestanza (Ciudad Real)*. Tesis de Licenciatura Univ. Salamanca, 147 pp.
- DELGADO, J.C.; MARTÍN-IZARD, A. y PALERO, F.J. (1988): "Litogeoquímica de la formación Estratos Pochico (Ordovícico inferior) y su relación metalogénica con algunos yacimientos filonianos de Pb-Zn de Sierra Morena Oriental". *Geociencias*, 3, 333-350.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1986): "El Complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca". *Acta Salmanticensia*, 52: 1-162.
- DÍEZ BALDA, M.A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y AYARZA, P. (1995): "Syn-collisional extensional collapse parallel to the orogenic trend in a domain of steep tectonics: the Salamanca detachment zone (Central Iberian Zone, Spain)". *Jour. Struct. Geol.*, 17: 163-182.
- DÍEZ BALDA, M.A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990): "Structure, Autochthonous Sequences, Part IV Central-Iberian Zone". *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R.D. Dallmeyer, E. Martínez García (Ed.); Springer-Verlag Berlin Heidelberg New Yor, 172-188.
- DÍEZ BALDA, M. A. y VEGAS, R. (1992): "La estructura del Dominio de los pliegues verticales de la Zona Centro Ibérica". *Paleozoico Inf. Ibero-América*. J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds): 523-534.
- DÍEZ FERNÁNDEZ, R. y ARENAS, R. (2015): "The Late Devonian Variscan suture of the Iberian Massif: A correlation of high-pressure belts in NW and SW Iberia". *Tectonophysics*, 654: 96-100.
- DOBLAS, M.; LÓPEZ RUIZ, J.; HOYOS, M.; MARTÍN, C. y CEBRIÁ, J.M. (1991): "Late Cenozoic indentation/escape tectonics in the eastern Betic cordilleras and its consequences on the Iberian foreland". *Estud. Geol.*; 47: 193-205.
- 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. (1994a): "Extensional tectonics in the central Iberian Peninsula during the Variscan to Alpine transition". *Tectonophysics*, 238: 95-116.
- DOBLAS, M.; OYARZUN, R.; SOPEÑA, A.; LÓPEZ RUIZ, J.; CAPOTE, R.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; LUNAR, R. y SÁNCHEZ-MOYA, Y. (1994b): "Variscan-Late Variscan-Early Alpine progressive extensional collapse of central Spain". *Geodinamica Acta*, 7: 1-14.

- EMIG, C.C. y GUTIERREZ-MARCO, J.C. (1997): "Signification des niveaux à lingulidés à la limite supérieur du Grès Armoricaín (Ordovicien, Arénig, Sud-Ouest de l'Europe)". *Géobios*, 30 (4): 481-495.
- ESCUDER VIRUETE, J. (1998): "Relationships between structural units in the Tormes Gneiss Dome (NW Iberian Massif, Spain): geometry, structure and kinematics of contractional and extensional Variscan deformation". *Geol. Rundschau*, 87: 165-179.
- ESCUDER VIRUETE, J.; ARENAS, R. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1994): "Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain)". *Tectonophysics*, 238: 117-138.
- ESCUDER VIRUETE, J.; VILLAR, P.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R.; MONTESERÍN, V. y SANTISTEBAN, J.I. (1995): "Evolución tectonotérmica del área metamórfica del SO de Salamanca (Zona Centroibérica O de España)". *Bol. Geol. Min.*, 106(4): 303-315.
- ESCUDER VIRUETE, J. y REGUEIRO, M. (2001): *Proyecto de investigación de la Formación Caliza Urbana en la Provincia de Jaén para su empleo como roca ornamental*. IGME, inédito.
- FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; DE PABLO MACIÁ, J.G. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1987): "Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central". *Anais da facultade de Ciências Universidade de Porto. Memórias*, 1: 141-431.
- FERNÁNDEZ, F.J.; LARREA, F.J.; CUETO, L.A. y QUESADA, C. (2013): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 859 (Pozoblanco). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA)*. IGME. Cartografía realizada en 1989. Memoria revisada para su edición en 2008.
- FERNÁNDEZ, M. y VALDÉS, A. (1933): Mapa geológico de España, escala 1:50.000; *Memoria explicativa de la Hoja nº 864 Montizón*. Primera Serie. IGME.
- 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 y Memoria de la Hoja nº 886 (Beas de Segura). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA)*. IGME.
- FONTBOTÉ, J.M. y VERA, J.A. (1983): "La Cordillera Bética". *Libro Jubilar J.M.ª Ríos, Geología de España*, IGME. Tomo 2: 205-343.
- FORTEY, R.A. (1984): "Global Ordovician transgressions and regressions and their biological implications". In: *The Ordovician System* (ed. D. L. Bruton): 37-50. Oslo: Universitetsforlaget.
- FORTUIN, A.R. (1984): "Late Ordovician glaciomarine deposits (Orea Shale) in the Sierra de Albarracín. Spain". *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 48. 245-261.
- FUGANTI, A. y SERPAGLI, E. (1968): "Geological remarks on Urbana Limestone and evidence for its Upper Ordovician age by means of Conodonts (Eastern Sierra Morena, South Spain)". *Boll. Soc. Geol. Ital.*; 87: 511-521.

- GABALDÓN, V. (1990): "Plataformas siliciclásticas externas. Facies y su distribución areal (plataformas dominadas por tormentas). Parte I: procesos sedimentarios y facies". *Bol. Geol. y Min.*; 101: 701-760.
- (1990): "Plataformas siliciclásticas externas. Facies y su distribución areal (Plataformas dominadas por tormentas)". Parte II: Análisis de cuencas. *Bol. Geol. y Min.*; 101: 827-857.
- GABALDÓN, V.; GARROTE, A. y QUESADA, C. (1985): "Geología del Carbonífero inferior del Norte de la Zona de Ossa Morena. Introducción a la Excursión de la V Reunión del Grupo de Ossa Morena (GOM)". V Reunión del GOM. *Temas Geológico-mineros*; 7: 101-113.
- GABALDÓN, V.; GARROTE, A. y QUESADA, C. (1985): "El carbonífero inferior del Norte de la zona de Ossa-Morena (SO de España)". *Dixième Congrès Intern. de Strat. et Géol. du Carbonifère. Madrid, 1983. C.R. vol. 3*, 173-186.
- GALLARDO MILLÁN, J.L.; ANCOCHEA, E. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (2002): "Secuencia magnetoestratigráfica y edad de los materiales volcánicos y sedimentarios de Poblete (Ciudad Real)". *Geogaceta*, 32: 35-38.
- GALLARDO MILLÁN, J.L.; HIGUERAS, P. y MOLINA, J.M. (1994): "Análisis estratigráfico de la 'Cuarcita de Criadero' en el Sinclinal de Almadén". *Bol. Geol. Min.*, 105: 133-145.
- GARCÍA-HIDALGO, J.F. (1993 a): "Las pistas fósiles de los anticlinales de Alcudia y Abenójar (Zona Centroibérica). Edad de las series". *Geogaceta*; 14: 57-59.
- (1993 b): "Las pistas fósiles del Alcudiense superior en el anticlinal de Ibor. Consideraciones cronoestratigráficas". *Geogaceta*; 13: 33-35.
- GARCÍA PALACIOS, A.; GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. y HERRANZ ARAÚJO, P. (1996): "Edad y correlación de la 'Cuarcita del Criadero' y otras unidades cuarcíticas del límite Ordovícico-Silúrico en la Zona Centroibérica meridional (España y Portugal)". IV Congr. Geol. España. *Geogaceta*; 20(1): 19-22.
- GARCÍA PALACIOS, A. y RÁBANO, I. (1996): "Hallazgo de trilobites en pizarras negras graptolíticas del Silúrico inferior (Telychiense, Llandovery) de la Zona Centroibérica (España)". *Geogaceta*, 20: 220-222.
- GARCÍA-RAMOS, J.C. y ROBARDET, M. (1992): "Hierros oolíticos ordovícicos de la Zona de Ossa Morena". *Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura*, 3: 123-132.
- GARCÍA SANSEGUNDO, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S. y ORTEGA, E. (1987 a): *Memoria de la Hoja nº 808 (Almadén). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA)*. IGME.
- (1987 b): *Memoria de la Hoja nº 781 (Siruela). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA)*. IGME.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1980): *Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la Sierra del Guadarrama (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral. Univ. Salamanca: 1-334.

- GRANJA BRUÑA, J.L.; VEGAS, R.; SENTRE DOMINGO, M.A.; MUÑOZ MARTÍN, A. y SAINZ-MAZA APARICIO, S. (2015): "Gravity modeling of the lithosphere in the Calatrava Volcanic Province (Spain): geodynamic implications". *Journal of Iberian Geology*, 41 (2): 233-252.
- GROTH, J. (1914): "La Sierra Morena". *C.R. Acad. Sci. Paris*, 158: 1722-1724.
- GUMIEL, P. (1982): *Metalogenia de los yacimientos de Antimonio de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral. Univ. Salamanca, 324 p.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1994): "Introducción a la Geomorfología Española". En: Gutiérrez Elorza, M. Ed. 1994, *Geomorfología de España*. Editorial Rueda, pp. 1-24.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. y PINEDA, A. (1988): "Datos bioestratigráficos sobre los materiales silúricos del subsuelo de El Centenillo (Jaén)". *Comun. II Congr. Geol. España*; 1: 91-94.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1986): *Graptolitos del Ordovícico español*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 701 pp.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., y RÁBANO, I. (1987): "Trilobites y graptolitos de las lumaquelas terminales de los 'Bancos Mixtos' (Ordovícico superior de la zona Centroibérica meridional): Elementos nuevos o poco conocidos". *Bol. Geol. y Min.*; 98: 647-669.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; RÁBANO, I.; PRIETO, M. y MARTÍN, J. (1984a): "Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la zona Centroibérica (España)". *Cuad. Geol. Ibérica*; 9: 287-319.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; RÁBANO, I. y ROBARDET, M. (1984b): "Estudio bioestratigráfico del Ordovícico en el sinclinal del Valle (provincia de Sevilla, SO. de España)". *Memórias e Notícias, Univ. Coimbra*, 97: 12-37.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; SAN JOSÉ LANCH, M.A. y PIEREN PIDAL, A.P. (1990): "Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy". En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R.D. Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.); Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York: 160-171, 1 fig. Heidelberg.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; RÁBANO, I.; SAN JOSÉ LANCH, M.A.; HERRANZ ARAÚJO, P. y SARMIENTO, G.N. (1995): "Oretanian and Dobrotivian stages vs. 'Llanvirn-Llandeilo' series in the Ordovician of the Iberian Peninsula". En: *Ordovician Odyssey: Short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System*: 55-59.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; ROBARDET, M.; RÁBANO, I.; SARMIENTO, G.N.; SAN JOSÉ LANCH, M.A.; HERRANZ ARAÚJO, P. y PIEREN PIDAL, A. (2002): "Ordovician". In: gibbons, W. & moreno, M.T. (eds.) *The Geology of Spain*. Geological Society, London: 31-49.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., SARMIENTO, G.N. y RÁBANO, I. (2014): "Un olistostroma con cantos y bloques del Paleozoico inferior en la cuenca carbonífera del Guadalquivir (Córdoba). Parte II: Bioestratigrafía y afinidades paleogeográficas". *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27(1): 27-46.

- HABERFELNER, E. (1931): "Eine revision der Graptolithen der sierra Morena (Spanien)". *Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges.*; 43: 19-66.
- HAFENRICHTER, M. (1979): "Paläentologisch-okologische und lithofazielle untersuchungen des Ashgill-kalkes (Jungordovizium) in Spanien". *Arb. Paläont. Inst Würzburg*; 3: 1-139.
- (1980): "The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena)". *M. Jb. Geol. Paläont. Abh.*; 160: 138-148.
- HAMMANN, W. (1983): "Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien; ihre bioestratigraphie, ökologie und systematik". *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.* 542, 1-177.
- HAMMANN, W. y HENRY, J.L. (1978): "Quelques espèces de *Calymenella*, *Eohomalonotus* et *Kerfordella* (Trilobita, Ptychopariida) de l'Ordovicien du Massif Armoricaín et de la Péninsule Ibérique". *Senckenbergiana lethaea*; 59: 401-429.
- HAMMANN, W.; ROBARDET, M. y ROMANO, M. (1982): "The Ordovician System in southwesrt Europe (France, Spain and Portugal)". *IUGS publications*, 11: 1-47.
- HENKE, W. (1926): "Beitrag zur Geologie der Sierra Morena nördlich von La Carolina (Jaén)". *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges*; 39, 205-213. (Traducido al español en *Publ. Extr. sobre Geol. de España*; 6: 27-39, 1953).
- HENKE, W. y HUNDT, R. (1926): "Bericht über einige Graptolithenfunde in der Sierra Morena". *Abh. senckenberg, naturforsch. Ges*; 39.
- HENRY, J.L. (1980): "Trilobites ordoviens du Massif Armoricaín". *Mém. Soc. Géol. et Minér. de Bretagne*; 22: 1-250.
- HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1991): "Extensional tectonics of the Toledo ductile-brittle shear zone, central Iberian Massif". *Tectonophysics*, 191: 311-324.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. y PUIG DE LA BELLACASA, N. (1926): "Guide geologique de Despeñaperros (Sierra Morena)". *XIV Congr. Int. Geol.*; 20-21.
- HERRANZ ARAÚJO, P.; SAN JOSÉ LANCH, M.A. y VILAS MINONDO, L. (1977): "Ensayo de Correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo y el Valle del Matachel". *Estud. Geol.*; 33: 327-342.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J. M.; RIBEIRO, A. y NAVAIS CONDE, L.E. (1972): *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. E. 1/1.000.000. Instituto Geológico y Minero España.
- KETTEL, D. (1968): "Zur geologie der östlichen Sierra Morena im Grenzberich der Provinzen Jaén", Ciudad Real und Albacete (Spanien). *Münster. Forsch. Geol. Paläont*; 8: 1-159.
- LARREA, F. (1998): *Caracterización petrológica y geoquímica del sector oriental del Batolito de Los Pedroches*. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco: 459 pp.

- LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; ALONSO, A.; ORTEGA, L.A. y MENÉNDEZ, M. (1999): "Granitoides postcolisionales emplazados en situaciones extensionales: el stock de Santa Elena (Zona Centroibérica, España)". *XV Reun. Geol. Oeste Peninsular. Extended Abstracts*: 147-157.
- (1999b): "Granitoides postcolisionales emplazados en situaciones transtensivas: el plutón de Cardaña-Virgen de la Cabeza (batolito de Los Pedroches, España)". *XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular. Extended Abstracts*: 160-169.
- LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; ORTEGA, L.A. y GIL IBARGUCHI, J.I. (1993): "Caracterización cartográfica, petrológica y geoquímica del stock de Santa Elena (Jaén, España)". *Com. XII Reun. Geol. Oeste Peninsular*, 1: 143-153.
- (1995): "El stock de Santa Elena (Jaén): una intrusión genéticamente independiente de la asociación mágmatica del batolito de Los Pedroches". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*; 20: 151-166.
- LARREA, F.; CARRACEDO, M.; YUSTA, I.; ORTEGA, L. y GIL IBARGUCHI, J.I. (1996b): "Los diques traquian-desíticos asociados al plutón granodiorítico de Los Pedroches (España)". *Geogaceta*, 20: 586-589.
- LEYVA, F. (2000): Informes sedimentológicos de las Hojas nº 787 (Alhambra), 813 (Villanueva de los Infantes), 839 (Torre de Juan Abad), 840 (Bienservida) y 864 (Venta de los Santos) y del Paleozoico de las Hojas 865 (Siles) y 886 (Beas de Segura). Documentación complementaria. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). IGME.
- LEYVA, F.; MATAS, J. y CABRA, P. (2009): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 813 (Villanueva de los Infantes). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA)*. IGME.
- LEYVA, F.; MATAS, J.; JEREZ MIR, F. y CABRA GIL, P. (2009b). *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 840 (Bienservida). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA)*. IGME.
- LIKHANOV, I.I.; REVERDATTO, V.V.; SHEPLEV, V.S.; VERSCHININ, A.E. y KOZLOV, P.S. (2001): "Contact metamorphism of Fe-and Al-rich graphitic metapelites in the Transangarian region of the Yenisei Ridge, eastern Siberia, Russia". *Lithos*, 58: 55-80.
- LILLO, F.J. (1992): *Geology and Geochemistry of Linares-La Carolina Pb-ore field (Southeastern border of the Hesperian Massif)*. Ph. Thesis. University of Leeds, 377 pp.
- LILLO, F.J.; PIEREN, A.; OLIVÉ, A.; HERNÁNDEZ SAMANIEGO, A.; CARRERAS, F. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1998 b): Versión previa del *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 862 (Santa Elena). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA)*, IGME. Inédita.
- LÓPEZ-RUIZ, J.; CEBRIÁ, J.M.; DOBLAS, M.; OYARZUN, R.; HOYOS, M. y MARTÍN, C. (1993): "The late Cenozoic alkaline volcanism of the Central Iberian Península (calatrava Volcanic Province, Spain): Intra-plate volcanism related to extensional tectonics". *Jour. Geol. Soc. London*; 150: 915-922.
- LORENZO-ÁLVAREZ, S. y SOLÉ, J. (1988): "La discordancia intraprecámbrica y la estratigrafía del precámbrico superior en el sector suroriental del anticlinal de Abenójar-Tirteafuera". *II Congr. Esp. Geol.*; 1: 115-118.

- LOTZE, F. (1945): "Observaciones respecto a la discusión de los variscides de la Meseta Ibérica". *Publ. Extr. Geol. España*, 6 (3-4): 149-166. Trad. J.M. Ríos.
- (1946, trad. 1970): "El Cámbrico en España". (Trad. de Joaquín Gómez de Llarena). en *Publ. Extr. Geol. Esp. Mem. Inst. Geol. Min. España*; 76: 1-245.
  - (1956): "Über sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung". *Geotektonische Symposium zu Ehren von H. Stille*: 128-139. Stuttgart.
- LEUTWEIN, J.; SAUPÉ, F.; SONET, J. y BOUYX, E. (1970): "Première mesure géochronologique en Sierra Morena: La granodiorite de Fontanosas (Ciudad Real, Espagne)". *Geol. en Mijnbouw Nederl.*; 49: 297-304.
- LEYVA, F.; MATAS, J. y CABRA, P. (2009): Hoja y Memoria del Mapa Geológico de España. E 1: 50.000. 2ª Serie MAGNA. *Hoja nº 813 (Villanueva de los Infantes)*. IGME.
- MACAYA, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y ÁLVAREZ, F. (1991): "Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding of cover and basement in the Sierra de Guadarrama, Hercynian orogen of central Spain". In: PÉREZ ESTAÚN, A. y COWARD, M.P. (Eds.). *Deformation and Plate Tectonics. Tectonophysics*, 191(3-4): 291-309.
- MALLADA, L. (1884): "Reconocimiento geológico de la provincia de Jaén". *Bol. Com. Map. Geol. de España*; 11: 1-55.
- MARÍN SEÑÁN, J.M. (1988): "Sedimentación detrítica en el borde norte de la depresión del Guadalquivir (sector de Villanueva de la Reina, prov. de Jaén)". *II Congr. Geol. España*; 1: 123-156.
- MARTÍN IZARD, A. (1986): "Caracteres tectónicos de los metasedimentos del oeste de la provincia de Salamanca". *Estud. Geol.*, 42(6): 415-432.
- MARTÍN PARRA, L.M. (2003): *Geometría y cinemática de la Zona de Cizalla Extensional Santa Elena-Puente Génave entre El Centenillo y el Río Guarrizas (Sierra Morena Oriental, Norte de la provincia de Jaén)*. Seminario de Investigación, Univ. de Granada, 59 p.
- 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. y Díez MONTES, A. (2000): "Granitic facies and fracture events in the midwest area of Los Pedroches Batholith (Spain)". In: *Variscan-Appalachian dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement*. Basement Tectonics 15, A Coruña, Spain, *Program and Abstracts*: 258-260.
- MARTÍN PARRA, L.M.; MATAS, J.; MARTÍNEZ POYATOS, D.J. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (2004): "Geometría y cinemática de la cizalla extensional de Santa Elena-Puente Génave (Zona Centroibérica, Sierra Morena Oriental)". *Geo-Temas*, 6(3): 89-91.



- MARTÍN PARRA, L.M.; MATAS, J.; ROLDÁN, F.J.; MARTÍN-SERRANO, A.; MARTÍNEZ POYATOS, D. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (2015): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 70 (Linares). Mapa Geológico de España a escala 1:200.000 (MAGE200)*. IGME.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1991 a): "La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina". *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 337-351.
- (1991 b): "El relieve del Macizo Hespérico y sus sedimentos asociados". *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del Oeste Peninsular, Soc. Esp. Geomorf., Monografía* 6: 9-26. ITGE-SGE.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; HACAR RODRÍGUEZ, M.P.; VILLAR ALONSO, P.; PÉREZ ESTAÚN, A. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1992): "Lower Paleozoic extensional in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain". *Geologische Rundschau*, 81/2: 545-560. Stuttgart.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; MARTÍNEZ POYATOS, D. y BEA, F. (Coords.) (2004): "Zona Centroibérica. Introducción". En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 68-69.
- MARTÍNEZ POYATOS, D. (1997): *Estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica y su relación con el contacto entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena*. Tesis Doctoral Univ. Granada: 222 pp (publ. Lab. Xeol. Laxe, Nova Terra, 18, 2002).
- MARTÍNEZ POYATOS, D.; DíEZ BALDA, M.A.; MACAYA, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN y VEGAS, R. (2004): "Zona Centroibérica. Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico. Estructura. El acortamiento varisco inicial". En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 84-87.
- MARTÍNEZ POYATOS, D.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; AZOR, A. y SIMANCAS, J.F. (2001): "La estructura de la Zona Centroibérica en la región de Los Pedroches (Macizo Ibérico meridional)". *Rev. Soc. Geol. España*, 14: 147-160.
- MARTÍNEZ POYATOS, D.; SIMANCAS, J.F.; AZOR, A. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1998): "Evolution of a Carboniferous piggy back basin in the southern Central Iberian Zone (Variscan Belt, SE Spain)". *Bull. Soc. Géol. France*, 169: 573-578.
- MARTÍNEZ-SALANOVA, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; GUTIÉRREZ ALONSO, G.; MARTÍN HERRERO, D.; SÁNCHEZ CARRETERO, R.; CONTRERAS, E.; GRACIA, F. J.; BARBERO, L.; VILLASECA, C.; ANDONAEGUI, P.; DABRIO, C. e IGLESIAS, A. (2009): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 658 (Mora). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA)*. IGME.
- MATAS, J.; LEYVA, F. y CABRA, P. (2009a): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 864 (Venta de los Santos). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA)*. IGME.
- (2009b): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA)*. IGME.

- MATAS, J.; MARTÍN PARRA, L.M. y MARTÍNEZ POYATOS (2015): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 69 (Pozoblanco). Mapa Geológico de España a escala 1:200.000 (MAGE200)*. IGME.
- MATAS, J.; MARTÍN PARRA, L.M. y MONTES SANTIAGO, M.J. (2014): "Un olistostroma con cantos y bloques del Paleozoico inferior en lacuena carbonífera del Guadalmellato (Córdoba). Parte I: Estratigrafía y marco geodinámico varisco". *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27(1): 11-26.
- MATAS, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MONTESERIN, V.; NAVARRO JULI, J.J.; LÓPEZ SOPEÑA, F.; LÓPEZ DÍAZ, F.; ORTEGA RUIZ, L.I.; NOZAL MARTÍN, F.; LILLO RAMOS, J. y CARRERAS SUAREZ, M. (2016): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 838 (Santa Cruz de Mudela). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA)*. IGME.
- MATAS, J.; MORENO, F.; LEYVA, F.; DÍEZ, A.; CARRASCO, A. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (2005): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 755 (Navalvillar de Pela). Mapa Geológico de España a escala 1: 50.000, 2ª Serie (MAGNA)*. IGME.
- MATTE, Ph. (1986): "Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe". *Tectonophysics*, 196: 329-374.
- MCDUGALL, N.; BRENCHELY, P.J.; REBELO, J.A. y ROMANO, M. (1987): "Fans and fan deltas-precursors to the Armorican Quartzite (Ordovician) in western Iberia". *Geol. Mag.*, 124: 347-359.
- MEDINA, J.; RODRÍGUEZ ALONSO, M.D. y ALONSO GAVILÁN, G. (1998): "Sedimentação em plataforma siliciclástica do Grupo das Beiras na região do Caramulo-Buçaco (Portugal central)". *Com. Inst. Geol. Min. Portugal*, 85: 39-71.
- MÉLOU, M. (1973): "Le genre Aegiromena (Brachiopode-Strophomenida) dans l'Ordovicien du Massif armoricain (France)". *Ann.Soc. Géol. du Nord*; 93: 253-264.
- (1975): "Le genre Heterorthina (Brachiopoda-Orthida) dans la formation des Schistes de Postolonnec (Ordovicien), Finistère, France". *Géobios*; 8: 191-208.
  - (1976): "Orthida (Brachiopoda) de la Formation de Postolonnec (Ordovicien), Finistère, France". *Géobios*; 9: 693-717.
- MIRA, M.; RODRÍGUEZ PEVIDA, L.S. y ORTEGA GIRONÉS, E. (1987): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 834 (San Benito). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA)*. IGME.
- MITCHUM, R.M., Jr., VAIL, P.R. y THOMPSON, S., III (1977): "Seismic stratigraphy and global changes of sea level; Part 2, The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis". En: Payton, C.E. ed. *Seismic stratigraphy; applications to hydrocarbon exploration; American Association of Petroleum Geologists Memoir* 26: 53-62.
- MOLINA CÁMARA, J.M. y FERNÁNDEZ CARRASCO, J. (1987): *Memoria de la Hoja nº 782 (Valdemanco del Esteras). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA)*. IGME.

- MONTESERÍN, V.; NAVARRO JULI, J.J.; PALERO, F. y PASCUAL MUÑOZ, H. (2016): *Mapa geológico y Memoria revisados de la Hoja n° 837 (Viso del Marqués). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). IGME.*
- MORENO, F. (1977 a): *Estudio geológico de los Montes de Toledo Occidentales*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid.
- (1977 b): “Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el anticlinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico”. *Stud. Geol. Salmant.*; 12: 123-126.
- MORENO, F.; VEGAS, R. y MARCOS, A. (1976): “Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia sárdica en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo occidentales)”. *Breviora Geol. Asturica*, 20: 8-16.
- MUTTI, E. (1979): “Turbidites et cones sous-marins profonds”. In: *Sedimentation detritique*. Edited by P. Homewood, 1: 353-419.
- MUTTI, E. y NORMARK, W.R. (1991): “An Integrated approach to the study of Turbidite Systems”. In: *Seismic Facies and Sedimentary processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. Springer Verlag New York Inc.
- NOZAL MARTÍN, F.; GARCÍA CASQUERO, J.L. y PICART BOIRA, J. (1988 a): “Discordancia Intraprecámbrica y series sedimentarias en el sector sur-oriental de los montes de Toledo”. *Bol. Geol. Min.*; 99: 473-489.
- NOZAL MARTÍN, F.; ROBLES CASAS, R. y SANTAMARÍA CASANOVAS, J. (1988 b): “Estratigrafía de los materiales precámbricos en el sector central del Anticlinal de Ibor. Localización de la discordancia ‘Intra-Alcudiense’”. (Zona Centro-Ibérica). *II Congr. Geol. Esp.*; 1: 135-138.
- OEN ING SOEN (1970): “Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal”. *Bol. Geol. Min.*, IGME, 81: 271-298.
- ORTEGA, E. (1988): “Geology and Metallogeny of the Almaden area, Centroiberian zone, Spain”. *2nd Remote Sensing European Workshop (Bruxelles, 1986)*, 149-173.
- ORTEGA GIRONÉS, E. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1986): “La discordancia intra-Alcudiense en el Dominio Meridional de la Zona Centroibérica”. *Breviora Geol. Asturica*; 27: 27-32.
- ORTEGA GIRONÉS, E. y SÁNCHEZ VIZCAINO, J. (1987): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja n° 783 (Abenójar). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). IGME.*
- ORTEGA GIRONÉS, 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”. *Temas Geol. Min. Simposios*; 9: 85-89.
- ORVIZ CASTRO, F.; CASTELLÓ MONTORI, R. y MARTÍNEZ DEL OLMO, W. (1976): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja n° 885 (Santisteban del Puerto). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). IGME.*

- OVTRACHT, A. y TAMAIN, G. (1970): "Tectonique en Sierra Morena (Espagne)". *C.R. Acad. Sc. (Ser. D)*: 270: 2634-2636.
- PALACIOS MEDRANO, T. (1989): "Microfósiles de Pared Orgánica del Proterozoico superior (Región Central de la Península Ibérica)". *Mem. Mus. Paleont.* Univ. Zaragoza; 3: 91 pp.
- PALACIOS MEDRANO, T.; VIDAL, G. y MOCZYDŁOWSKA, M. (1996a): "Palæontological record of the Neoproterozoic-Lower Cambrian". In: *Iberia - biochronological and palæobiogeographical implications*. II Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Groups: 110-113.
- PALACIOS MEDRANO, T.; VIDAL, G.; MOCZYDŁOWSKA, M. y LIÑÁN, E. (1996b): "El registro paleontológico del Neoproterozoico y Cámbrico inferior de Iberia y sus implicaciones biocronológicas y paleobiogeográficas". *XII Jornadas de Paleontología*. T. Palacios y R. Gozalo (eds.): 91-92. Badajoz.
- PALERO, F.J. (1991): *Evolución geotectónica y yacimientos minerales de la región del Valle de Alcudia (sector meridional de la Zona Centroibérica)*. Tesis Doct. Univ. Salamanca: 827 p.
- (1992): La sucesión paleozoica y estructura del Sinclinal de Solana del Pino (Ciudad Real). *Est. Geol.* 48, 341-352.
- (1993): Tectónica pre-hercínica de las series infraordovícicas del anticlinal de Alcudia y la discordancia intraprecámbrica en su parte oriental (Sector meridional de la Zona Centroibérica). *Bol. Geol. Min.*; 104: 227-242.
- PALERO, F.J. y DELGADO-QUESADA, M. (2008): *Memoria de la Hoja nº 860 (Fuencaliente). Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000. 2ª serie (MAGNA)*. IGME.
- PALERO FERNÁNDEZ, F. y MARTÍN-IZARD, A. (1988): "Las mineralizaciones estratoides de Zn-Pb en la Caliza Urbana del paraje de Peña del Águila, Calzada de Calatrava (Ciudad Real)". *Boletín de la Sociedad Esp. Mineralogía*, 11-1, 179-189.
- PARDO, M.V. (1983): *Bioestratigrafía del Devónico de Almadén*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Oviedo.
- PARDO, M.V. y GARCÍA ALCALDE, J.L. (1984): "Bioestratigrafía del Devónico de la región de Almadén (Ciudad Real, España)". *Trab. de Geol.*; 14: 79-120.
- PARDO ALONSO, M. V. (1995): "El Devónico al sur de Cabeza del Buey (provincias de Badajoz y Córdoba, España)". *Geogaceta*, 17: 12-15.
- PARDO, M.V. y GARCÍA-ALCALDE, J.L. (1984): "Biostratigrafía del Devónico de la región de Almadén (Ciudad Real, España)". *Trabajos de Geología*, 14: 79-120.
- (1996): "El Devónico de la Zona Centroibérica". *Rev. Esp. Paleo.*, Nº Extraordinario: 72-81.
- 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 Congr. Geol. España*; 2: 165-168.

- PARGA, J.R. y VEGAS, R. (1971): "Problems and discussion on Precambrian series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula)". *Geol. Rundschau.*; 61: 44-69.
- (1975): "El Precámbrico en el cinturón hercínico de la Península Ibérica". *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*; I cent.: 329-345.
- PARIS, F. (1981): "Les Chitinozoaires dans le Paleozoïque du Sud-ouest de l'Europe". *Mem. Soc. Geol. Mineral. Bretagne*, 26. 412 pp. Rennes.
- (1990): "The Ordovician chitinozoan of the Northern Gondwana Domain". *Rev. of Palaeon. and Palyn.*; 66: 181-209.
- PARIS, F.; ELAOUAD-DEBBAJ, Z.; JAGLIN, J.C.; MASSA, D. y OULEBSIR, L. (1995): "Chitinozoans and late Ordovician glacial events on Gondwana". En: *Ordovician Odyssey*. Cooper, J.D., Droser, M.L. y Finney, S.E. (Eds.). *Pacific Sect. Soc. Sed. Geol.*; 77: 171-176.
- PARIS, F.; ROBARDET, M.; DURAND, J. y NOBLET, C. (1982): "The Lower Paleozoic transgression in Southwestern Europe. Palaeon". *Contrib. Univ. Oslo*; 280: 41.
- PASCUAL, E. (1984): "El batolito de Los Pedroches en el sector de Hinojosa del Duque-Santa Eufemia. Caracteres petrográficos y relaciones con las deformaciones hercínicas". *Memorias e Noticias, Univ. Coimbra*, 97: 39-50.
- PELÁEZ PRUNEDA, J.R.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; HERRANZ ARAÚJO, P.; PIEREN PIDAL, A.P.; VILAS MINONDO, L. y SAN JOSÉ LANCHÁ, M.A. (1989): "Upper Proterozoic in Central Spain". *28 Intern. Geol. Congr.*; 2: 590-591.
- PELÁEZ, J.R.; VILAS, L.; HERRANZ, P.; PEREJÓN, A. y GARCÍA-HIDALGO, J.F. (1986): "Nouvelles données sur la discordance intraprecambrienne dans la Vallée de L'Alcudia (Massif Ibérique Méridional, España)". *Réun. Sci. Terre Clermont-Ferrand*, 11: 145.
- PERAN, M. (1971): *Contribution a l'étude de la géologie de la région de Venta de los Santos (Jaén). Espagne*. Thèse Univ. Paris Sud (Centre d'Orsay): 73 pp.
- PERAN, M. y TAMAIN, G. (1967): "La formation 'Campana' dans le Nord de la Province de Jaen (Espagne)". *C.R. Acad. Paris (Serie A)*; 265: 844-847.
- PÉREZ ESTAÚN, A.; BEA, F.; BASTIDA, F.; MARCOS, A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; ARENAS, R.; DIEZ GARCÍA, F.; AZOR, A.; SIMANCAS, F. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (2004): "La Cordillera Varisca Europea: El Macizo Ibérico". En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 21-25.
- PÉREZ REGODÓN, J. (1966): "Nota sobre yacimientos fósiles encontrados en Sierra Morena". *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*; 91: 7-12.
- PICKERILL, R.K.; ROMANO, M. y MELENDEZ, B. (1984): "Arenig trace fossils from the Salamanca area, western Spain". *Geol. J.* 19, 249-269.

- PIEREN PIDAL, A. P. (1985): *Estudio estratigráfico de los materiales anteordovícicos del anticlinorio de Agudo-Valdemanco y de los Materiales Paleozoicos del sinclinal de Herrera del Duque*. Tesis Licenciatura Universidad Complutense Madrid: 221 p.
- (1986): “Mobilité du bassin sédimentaire au Silurien inférieur dans le synclinal de Herrera del Duque (Badajoz, España)”. *Réun. Sci. Terre. Clermont-Ferrand*; 11 ème: 148.
- PIEREN, A. (2000): *Las sucesiones anteordovícicas de la región oriental de la provincia de Badajoz y área contigua de la de Ciudad Real*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 379 p.
- PIEREN PIDAL, A. P.; PINEDA, A. y HERRANZ ARAÚJO, P. (1987): “Discordancia intra-Alcudiense en el anticlinal de Agudo (Ciudad Real - Badajoz)”. *Geogaceta*, 2: 26-29.
- PIEREN PIDAL, A.P. y HERRANZ ARAÚJO, P. (1988): “Presencia y Caracterización del ‘Alcudiense superior’ (Vendense) en el entronque de La Serena y el Valle de Alcudia (Este de la Provincia de Badajoz)”. *Temas Geol. Min.*; 9: 91-100.
- PILES MATEO, E. y NOZAL MARTÍN, F. (1989): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 733 (Castilblanco)*. *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*, 2ª serie (MAGNA). IGME.
- PINEDA VELASCO, A. (1987): “La Caliza Urbana (Ordovícico superior) y sus tramos volcanoclásticos en el subsuelo del norte de El Centenillo (Jaén)”. *Bol. Geol. Min.*; 98: 780-793.
- POBLET, J. (1991): *Estructura herciniana i alpina de la vessant sud de la Zona Axial del Pirineu Central*. Tesis Univ. Barcelona. Inédita.
- PORTERO, J.M.; RAMÍREZ, J.L.; ANCOCHEA, E.; PÉREZ GONZÁLEZ, A. y GALLARDO, J. (1988): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 784 (Ciudad Real)*. *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*, 2ª serie (MAGNA). IGME.
- PORTERO GARCÍA, J.M. y DABRIO GONZÁLEZ, C.J. (1988): “Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo Meridionales y Campo de Calatrava”. *II Congr. Geol. España*; 1: 161-164.
- POSAMENTIER, H.W. y VAIL, P.R. (1988): “Eustatic controls on clastic deposition II-Sequence and systems tract models”. En Wilgus, C.K., et al., eds., *Sea-level changes: An integrated approach*. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 42: 47-69.
- POUPON, G. (1971): *Contribution a l'étude de la région d'Aldeaquemada (Jaén, Espagne)*. Tesis Univ. Paris-Sud (Orsay). 60 pp.
- PUSCHMANN, H. (1967): “Zum Problem der Schichtlücken in Devon der Sierra Morena (Spanien)”. *Geol. 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.

- RABANO, I. (1980): *Trilobites del Ordovícico medio de Horcajo de los Montes (Ciudad Real)*. Tesis de licenciatura Universidad Autónoma de Madrid. 163 pp.
- (1989): “Trilobites del Ordovícico medio del sector meridional de la zona Centroibérica española. Parte I: Yacimientos, bioestratigrafía y aspectos paleobiogeográficos”. *Bol. Geol. y Min.* vol. 100-3, pp. 307-338.
  - (1990): “Trilobites del Ordovícico medio del sector meridional de la Zona centroibérica española”. *Publicaciones Especiales del Boletín Geológico y Minero*. 1-233 (recopilación de 4 artículos aparecidos en 1989).
- RAMÍREZ, J.I.; PALERO, F. y PIEREN PIDAL, A. (2016 a): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 835 (Brazartortas). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA)*. IGME.
- (2016 b): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 836 (Mestanza). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA)*. IGME.
- RAMÍREZ, J.I.; PALERO, F. y PIEREN PIDAL, A. (1998). Versión previa del *Mapa y Memoria de la Hoja nº 861 (Solana del Pino). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2º Serie (MAGNA)*. IGME. Inédita.
- RAMSAY, J.G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill Book Co., New York, 568 pp. Traducida al Castellano como: *Plegamiento y fracturación de rocas*, por Bastida, F. y Gil Ibar-guchi, I. (1977). H. Blume Ed., 590 pp.
- REDLIN, K. (1955): *Stratigraphie und Tektonik in der mittleren Sierra Morena im Bereich des Valle de Alcudia (Spanien)*. Inédito. Diss. math. naturwiss. Fak. Uni. Münster: 192 pp.
- REY, J. e HIDALGO, M.C. (2004): “Siliciclastic sedimentation and sequence stratigraphic evolution on a storm-dominated shelf: the Lower Ordovician of the Central Iberian zone (NE Jaén, Spain)”. *Sedimentary Geology*, 164: 89-104.
- REY, J.; HIDALGO, M.C. y MARTÍNEZ LÓPEZ, J. (2005): “Upper-Ordovician-Lower Silurian transgressive-regressive cycles of the Central Iberian Zone (NE Jaén, Spain)”. *Geol. J.*, 40: 477-495.
- RIBEIRO, A. (1974): “Contribution à l'étude tectonique de Tras-Os-Montes oriental”. *Serv. Geol. de Portugal*; Mem. 24: 1-168.
- RICHTER, P. (1967): “Stratigraphie und Tektonik in der Sierra de San Andrés (östliche Sierra Morena, Spanien)”. *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*; 3: 1-144.
- RINCÓN, P.J. y VEGAS, R. (1996): “Neotectónica en el antepaís castellano de las cordilleras Béticas orientales”. IV Congr. Geol. España. *Geogaceta*; 20(4): 929-931.
- RINCÓN, P.J.; GINER, J.; VEGAS, R. y DE VICENTE, G. (1996): “Sismicidad en el antepaís de las cordilleras Béticas orientales: determinación del tensor de esfuerzos actual”. IV Congr. Geol. España. *Geogaceta*; 20(4): 932-935.

- RÍOS, L. y RÍOS, S. (1974): "Nota sobre la estructura tectónica del Paleozoico al sur de Despeñaperros, provincia de Jaén". *Bol. Geol. Min.*; 85: 525-527.
- RÍOS ARAGÜÉS, S. (1977 a): "Aspectos geológicos del metalotecto plumbífero de La Carolina-Santa Elena, en Sierra Morena Oriental (Jaén, España)". *Bol. Geol. Min.*; 88: 99-108.
- (1977 b): *Estudio geológico del metalotecto plumbífero del Ordoviciense (La Carolina, Santa Elena, Sierra Morena Oriental, Provincia de Jaén)*. Tesis Doctoral ETS Ingenieros de Minas Madrid, 271 pp.
- RÍOS, S. (1978): "Evolución tectónica y guías de prospección en el distrito filoniano plumbífero de La Carolina-Santa Elena (Sierra Morena oriental, Jaén, España)". *Bol. Geol. Min.*; 89: 550-561.
- RÍOS, S. y CLAVERÍAS, P. (1979): "Nota acerca de la existencia de indicios estratoligados de Zn-Pb en el Ordoviciense superior del extremo SE de la Meseta Hercínica Española". *Bol. Geol. Min.*; 90: 1-5.
- ROBARDET, M. (1976): "L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au Paléozoïque Inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le Nord de la Province de Séville (Espagne)". *C.R. Acad. Sci. Paris*, 283: 999-1002.
- (1981): "Late Ordovician tillites in the Iberian Peninsula". In: Hamberg M.J.D. & Harland Wb. (Eds). *Earth's pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge Univ. Press. 585-589.
- ROBARDET, M. y DORE, F. (1988): "The Late Ordovician diamictitic formations from Southwestern Europe: north-Gondwana glaciomarine deposits". *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 66: 19-31.
- ROBARDET, M. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (2004): "The Ordovician, Silurian and Devonian sedimentary rocks of the Ossa-Morena Zone (SW Iberian Peninsula, Spain)". *J. Iberian Geology*, 30: 73-92.
- RODA, J. (1986): "Nuevos datos sobre la fase de deformación sárdica. Geometría de los pliegues prehercínicos del río Salor (Cáceres)". *Geogaceta*, 1: 13-15.
- RODRÍGUEZ, L. y CUEVAS, J. (2009): "Presencia de cloritoide en la aureola térmica de los plutones de Cauterets occidental-Panticosa (Zona Axial del Pirineo, Huesca)". *Geogaceta*, 47: 133-136.
- RODRÍGUEZ ALONSO, M.D. (1985): "El Complejo Esquisto-Grauwáckico y el Paleozoico en el Centro-Oeste Español". *Acta Salamanticensia*, 51: 1-174.
- RODRÍGUEZ ALONSO, M.D.; PEINADO, M.; LÓPEZ PLAZA, M.; FRANCO, P.; CARNICERO, A. y GONZALO, J.C. (2004): "Neoproterozoic-Cambrian synsedimentary magmatism in the Central Iberian Zone (Spain): geology, petrology and geodynamic significance". *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*, 93: 897-920.



- RODRÍGUEZ NÚÑEZ, V.M.; GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. y SARMIENTO, G. (1989): "Rasgos bioestratigráficos de la sucesión Silúrica del Sinclinal del Guadarranque (Prov. De Cáceres, Badajoz y Ciudad Real)". *Coloquios-Paleontología*, 42: 82-105.
- RODRÍGUEZ VIDAL, J. y DÍAZ DEL OLMO, F. (1994): "Macizo Hespérico Meridional". En: *Geomorfología de España*. Gutiérrez Elorza (Ed.). Editorial Rueda. Madrid. 101-122.
- ROIZ, J.M. (1979): *La estructura y la sedimentación herciniana, en especial el Precámbrico superior, en la región de Ciudad Real-Puertollano*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense Madrid, 256 pp.
- ROIZ, J.M. y VEGAS, R. (1980): "Formaciones ordovícicas y anteordovícicas del Anticlinal de Tirteafuera (Sur de la provincia de Ciudad Real)". *Studia. Geol. Salmant.*, 15: 27-36.
- ROMANO, M. (1991): "Lower to Middle Ordovician trace fossils from the Central Iberian Zone of Portugal and Spain". *Geological Survey of Canada, Paper* 90-9: 191-204.
- ROSER, B.P. y KORSH, R.J. (1986): "Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio". *Jour. of Geol.*, 94: 635-650.
- RUBIO ORDÓÑEZ, A.; VALVERDE VAQUERO, P.; CORRETGE, L.G.; CUESTA FERNÁNDEZ, A; GALLASTEGUI, G.; FERNÁNDEZ GONZÁLEZ, M. y GERDES, A. (2012): "An Early Ordovician tonalitic-granodioritic belt along the Schistose -Greywacke Domain of the Central Iberian Zone (Iberian Massif, Variscan Belt)". *Geol. Mag.*: 13 pp. doi:10.1017/S0016756811001129.
- RUBIO PASCUAL, F.J. (2013): *Evolución Tectonotermal Varisca del Sistema Central en Somosierra-Honrubia*. Tesis Doctoral Univ., Complutense Madrid (2012). *Serie Nova Terra*, 44: 364 pp.
- RUBIO PASCUAL, F.J.; ARENAS, R.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. y WIJBRANS, J.R., (2013): "Thickening and exhumation of the Variscan roots in the Iberian Central System: Tectonothermal processes and 40Ar/39Ar ages". *Tectonophysics*, 587: 207-221.
- SÁNCHEZ CELA, V. y APARICIO YAGUE, A. (1969): "Estudio petrológico de los afloramientos graníticos de Santa Elena y Linares (Jaén)". *Bol. Geol. Min.*, 80: 344-351.
- SAN JOSÉ LANCHÁ, M.A. (1983): "El complejo sedimentario pelítico-grauváquico". *Libro Jubilar J.M.º Ríos, Geología de España*. IGME. Tomo I: 91-100.
- (1984): "Los materiales anteordovícicos del anticlinal de Navalpino". *Cuad. Geol. Ibér.*, 9: 81-117.
- SAN JOSÉ LANCHÁ, M.A.; PIEREN PIDAL, A.P.; GARCÍA-HIDALGO, J. F.; VILAS MINONDO, L.; HERRANZ ARAÚJO, P.; PELÁEZ PRUNEDA, J.R. y PEREJÓN, A. (1990): "Ante-Ordovician Stratigraphy". En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R.D. Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.); Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York: 147-159.
- SAN JOSÉ LANCHÁ, M.A.; RÁBANO, I.; HERRANZ ARAÚJO, P. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1992): "El Paleozoico inferior del SO de la Meseta (Zona Centroibérica meridional)". En: *Paleozoico inferior de Ibero-América*. J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds.): 505-521.

- SANTAMARÍA, J. (1995): *Los yacimientos de fosfato sedimentario en el límite de Precámbrico-Cámbrico del Anticlinal de Valdelacasa (Zona Centro-Ibérica)*. Tesis Doctoral Univ. Autónoma de Barcelona.
- SANTAMARÍA, J. y PARDO ALONSO, M.V. (1994): "Las megabrechas del Membrillar y su relación con el sustrato. Precámbrico-Cámbrico de la Zona Centro-Ibérica". *Geogaceta*, 15: 10-13.
- SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1992): "Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain". *Basin Res.*; 4: 21-36.
- SARMIENTO, G. (1993): *Conodontos ordovícicos de Sierra Morena (Macizo Hespérico Meridional)*. Tesis Doctoral Univ. Complutense Madrid, 599 pp.
- SARMIENTO, G.N.; GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. y RÁBANO, I. (1995): "A biostratigraphical approach to the Middle Ordovician conodonts from Spain". In: Cooper, J.D., Droser, M.L. y Finney, S.E. (Eds.): *Ordovician Odyssey*. Pacific Section Society for Sedimentary Geology, Book 77, 61-64.
- SARMIENTO, G.N.; LEYVA F.; GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. y MORAL, B. (2000): "Conodontos de la Caliza de Urbana (Asghill) de Sierra Morena Oriental (Zona Centroibérica)". *I Congreso Ibérico de Paleontología y VIII Reunión Internacional del P.I.C.G.* 421, Evora (Portugal).
- SARMIENTO, G. y RODRÍGUEZ NÚÑEZ, V.M. (1991): "Conodontos telychienses (Silúrico inferior) del Sinclinal de Guadarranque (Zona Centroibérica, Macizo Hespérico)". *Rev. Española de Paleontología*, nº extraord.: 151-156.
- SAUPÉ, F. (1971): "La série ordovicienne et silurienne d'Almadén (Prov. de Ciudad Real, Espagne)". *Mem. Bur. Rech. Geol. Minières. Coll. Ordovicien et Silurien*, 73: 462. Paris.
- (1973): "La géologie du gisement de mercure d'Almadén (Prov. Ciudad Real, Espagne)". *Sci. Terre*, 29: 342.
- SOLÉ SABARÍS, L. (1983): "Morfología General de la Península Ibérica". *Libro Jubilar J.M.<sup>a</sup> Ríos. Geología de España*, IGME. Tomo 2: 589-612.
- TALAVERA, C.; MARTÍNEZ POYATOS, D. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (2015): "SHRIMP U-Pb geochronological constraints on the timing of the intra-Alcudian (Cadomian) angular unconformity in the Central Iberian Zone (Iberian Massif, Spain)". *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 104 (7): 1739-1757.
- TAMAIN, G. (1964): "Mise en évidence de mouvements tectoniques dans le sud-est de la Sierra Morena (Espagne)". *C.R. Acad. Sc. Paris (Sér. D)*, 258: 977-979.
- (1966): "Les écaïlles du Centenillo (Jaén, Espagne). Contribution a l'étude structurale du rebord méridional de la Meseta Ibérique". *Nota. C.R. Acad. Sc. Paris (Sér. D)*, 263: 1355-1357.
- (1967): "El Centenillo zone de référence pour l'étude de l'Ordovicien de la Sierra Morena Oriental (Espagne)". *C.R. Acad. Sc. Paris, (Sér. D)*, 267-265: 389-392.

- (1968): "Le district minier de Linares-La Carolina et son cadre métallogénique en Sierra Morena orientale (Espagne)". *Bull. Soc. Géol. France*; 10: 97-102.
  
- TAMAIN, G.; OVTRACHT, A.; CARRED, D.; HELOIR, J.P.; PERAN, M. y POUAPON, G. (1969): "L'Ordovicien de la Sierra Morena orientale (Espagne)". 94. *Congr. Natu. Soc. Savantes*, 2: 275-292.
  
- TAMAIN, G. (1972): "Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne). Thèse présentée à l'université de Paris-sud (Centre d'Orsay)". *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.* 91 - Orsay; T. I, II: 648.
  
- (1972): "Annexe I: Corrélations et âge de l'Alcudien. (Annexe à Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale [Espagne])". *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.* 91-Orsay; A I: 35.
  
- (1972): "Annexe II: La classification des formations Est-Marianiques. Questions de Terminologie. (Annexe à Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale [Espagne])". *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.* 91-Orsay; A II: II1-II19.
  
- (1972): "Annexe III: La Glaciation Siluro-Ordovicienne en Europe. (Annexe à Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale [Espagne])". *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.* 91-Orsay; III: 0-44.
  
- (1972): "Annexe IV: Étude statistique de la fracturation radiale. (Annexe à Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale [Espagne])". *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.* 91-Orsay; IV: 1-18.
  
- (1975): "El Alcudiense y la Orogénesis Cadomiense en el Sur de la Meseta Ibérica (España)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., (Sec. Geol.)*. Primer Centenario de la R. Soc. Española His. Nat.: 437-464. Madrid.
  
- TAMAIN, G.; POUPON, G.; BROUSSE, R. y OVTRACHT, A. (1972): "Les niveaux volcaniques 'marqueurs' de l'Ordovicien inférieur de la Sierra Morena Orientale (Espagne)". *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 77: 495-501.
  
- 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. Acad. Sc. Paris*, 272: 2289-2292.
  
- TAYLOR, S.R. y MCLENNAN, S.M. (1985): *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford. 312 pp.
  
- TEIXEIRA, C. (1955): "Notas sobre Geologia de Portugal: O Complexo xisto-grauváquico ante-ordoviciano". *Empresa Literaria Fluminense*, Lisboa, 50 p.
  
- TUREKIAN, K.K. y WEDEPOHL, K.H. (1961): "Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust". *Geol. Soc. America Bull.*; 72: 172-192.

- VAIL, P.R. (1987): "Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part I: Seismic stratigraphy interpretation procedure". En: *Atlas of Seismic stratigraphy*, ed., A.W. Bally, 1-10. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Stud. Geol.*, 27 (1): 125 pp.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M., Jr. y THOMPSON, S., III (1977): "Seismic stratigraphy and global changes of sea level; Part 4, Global cycles of relative changes of sea level". En Payton, C.E., ed. *Seismic stratigraphy; applications to hydrocarbon exploration; American Association of Petroleum Geologists Memoir* 26: 86-97.
- VALLADARES, M.I.; BARBA, P.; UGIDOS, J.M.; COLMENERO, J.R. y ARMENTEROS, I. (2000): "Upper Neoproterozoic-Lower Cambrian sedimentary successions in the Central Iberian Zone (Spain): sequence stratigraphy, petrology and chemostratigraphy. Implications for the other European zones". *Int. J. Earth Sci.*, 89: 2-20.
- VAN WAGONER, J.C.; MITCHUM, R.M.; POSAMANTIER, H.W. y VAIL, P.R. (1987): "An overview on sequence stratigraphy and key definitions". En: A.W. Bally, Ed., *En Atlas of Seismic stratigraphy*, volume 1, *Stud. in Geology*, 27, *Am. Assoc. Petrol. Geol.* (1987): 11-14.
- VÁZQUEZ, M.; JIMÉNEZ MILLÁN, J.; NIETO, F.; VELILLA, N.; AZOR, A.; MARTÍNEZ POYATOS, D.J. y MARTÍN PARRA, L.M. (2002): "Caolinita retrohidrotermal en la Zona de Cizalla de La Carolina (Sierra Morena Oriental, Zona Centroibérica, Macizo Ibérico meridional)". *Bol. R. Soc. Esp. de Mineralogía*, 25: 101-102.
- VEGAS, R. y RINCÓN, P.J. (1996): "Campos de esfuerzo, deformación alpina y vulcanismo Neógeno-Cuaternario asociado en el antepaís bético de la provincia de Ciudad Real (España central)". *Geogaceta*, 19: 31-34.
- VERNEUIL, E. DE y BARRANDE, J. (1856): "Description des fossiles trouvés dans les terrains Silurien et Dévonien d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des monatgnes de Tolède". *Bull. Soc. Geol. France* (2º), 12: 964-1025.
- VIDAL, G.; PALACIOS, T.; GÁMEZ-VINTANED, J.A.; DÍEZ BALDA, M.A. y GRANTS, S.W.F. (1994 a): "Neoproterozoic-early Cambrian geology and paleontology of Iberia". *Geol. Mag.*, 131: 729-765.
- VIDAL, G.; PALACIOS MEDRANO, T.; MOCZYD'LOWSKA, M. y LORENZO ÁLVAREZ, S. (1995): "A new find of "Tommotian" small shelly fossils from southern Spain". *Reunión de Geología del Oeste Peninsular*; XIII: 166-167.
- VIDAL, G.; SÖREN, J. y PALACIOS MEDRANO, T. (1994 b): "Neoproterozoic (Vendian) ichnofossils from Lower Alcuadian strata in central Spain". *Geol. Mag.*; 131: 169-179.
- VILAS MINONDO, L.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; SAN JOSÉ LANCHÁ, M.A.; PIEREN PIDAL, A.P.; PELÁEZ PRUNEDA, J.R.; PEREJÓN, A. y HERRANZ ARAÚJO, P. (1987): "Episodios sedimentarios en el Alcudiense superior (Proterozoico) y su tránsito al Cámbrico en la zona centro meridional del Macizo Ibérico". *Geogaceta*, 2: 43-45.

- VILLAS, E. (1995): "Caradoc through Early Ashgill brachiopods from the Central-Iberian Zone (Central Spain)". *Géobios*, 28: 49-84.
- VILLAS, E.; LORENZO, S. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1999): "First record of a Hirnantia Fauna from Spain, and its contribution to the Late Ordovician palaeogeography of northern Gondwana". *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 89: 187-197.
- VILLASECA, C.; HUERTAS, M.J. y NÚEZ, J.M. (1992): "Magmatismo post-orogénico y anorogénico en el Sistema Central Español". *Geogaceta*, 11: 34-38.
- 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 Oliveira J.T. (Eds.). *The Carboniferous of Portugal. Mem. Serviços Geol. Portugal*, 29: 153-177.
- WALKER, R.G. (1982): "Hummocky and swaley cross-stratification". *XI. Internacional Congress on Sedimentology. Hamilton. Ontario. Canada. Guide Book Excursion 21 A*.
- (1984): "Shelf and shallows marine land. In Facies models". Walker, R.G. (Ed). Second edition. *Geoscience Canada. Reprint Series 1*, 141-170.
- WALLIS, R.H. (1983): "A lacustrine/deltaic/fluvial/swamp succession from the Stephanian B of Puertollano, Spain". In: M.J. Lemos de Sousa & R.H. Wagner, Eds., *Papers on the Carboniferous of the Iberian peninsula (sedimentology, stratigraphy, paleontology, tectonics and geochemistry)*. - *Ann. Fac. de Ciências, Univ. Porto*: 51-67.



MINISTERIO  
DE CIENCIA, INNOVACIÓN  
Y UNIVERSIDADES



Instituto Geológico  
y Minero de España

ISBN: 978-84-9138-091-7



9 788491 380917