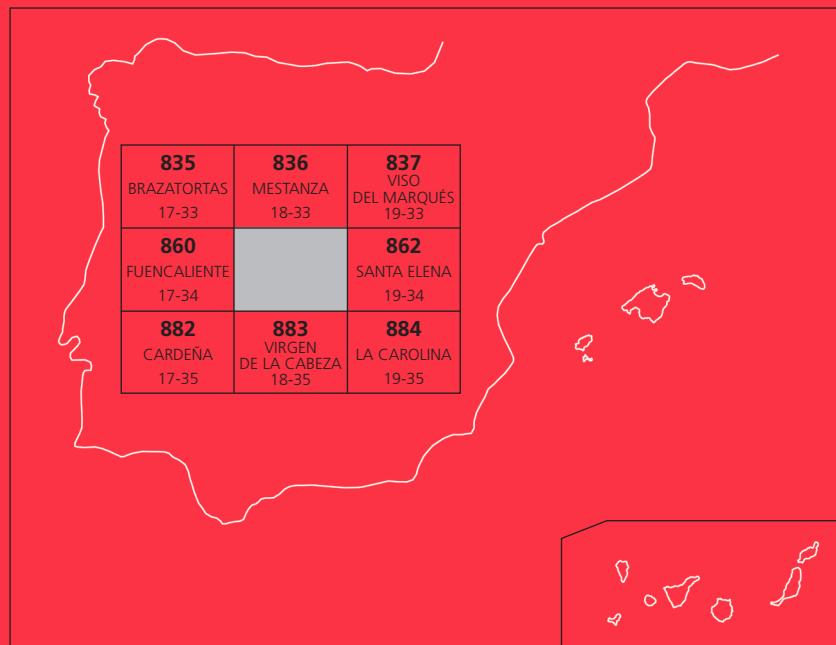




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



SOLANA DEL PINO

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

SOLANA DEL PINO

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

© Instituto Geológico y Minero de España
Reservados todos los derechos de acuerdo a la ley

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 697-19-022-0
ISBN: 978-84-9138-089-4
Depósito legal: M-34.041-2019

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

Las presentes Hoja y Memoria (Solana del Pino-861), han sido realizadas en una primera versión en 1996 por un equipo de CGS, y posteriormente revisada, actualizada y modificada parcialmente por un equipo del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), que ha trabajado regionalmente y ha realizado la Hoja 1:200.000 de Linares. Habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Autores:

Cartografía Geológica y Memoria

- A. Pieren Pidal (UCM)
- F. Palero Fernández
- A. Olivé Davó (CGS)
- J.I. Ramírez Merino (CGS)
- L.M. Martín Parra (IGME). Modificación Cartografía (2002-2004) y Actualización Memoria (2015)
- F. González Lodeiro (Univ. Granada). Modificación Cartografía (2002-2004)
- J. Matas (IGME). Modificación Cartografía (2002-2004) y Actualización Memoria (2015)

Cuaternario y Geomorfología

- A. Olivé Davó (CGS)

Sedimentología

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

Paleontología

- R.M. Rodríguez González (Univ. León); Palinomorfos del Culm (2003)

Coordinación y Dirección

- J.I. Ramírez Merino (CGS)
- A. Hernández Samaniego (CGS)
- V. Gabaldón López (IGME)

Edición

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

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

En la página web del IGME, dentro del apartado de Cartografía Geológica:

<http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/Magna50.aspx>, se puede consultar la información complementaria perteneciente a esta Hoja en formato pdf, que incluye:

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

Todas las preparaciones: 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.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA.....	9
1.2. ENCUADRE GEOLÓGICO	10
2. ESTRATIGRAFÍA	16
2.1. PROTEROZOICO SUPERIOR - CÁMBRICO INFERIOR	17
2.1.1. Alternancias de grauvacas y limolitas en secuencias turbidíticas (4). Alcudiense inferior, Ediacárico	20
2.1.2. Alternancias de grauvacas y limolitas (5). Brechas intraformacionales. Alcudiense inferior, Ediacárico	22
2.1.3. Grauvacas, limolitas y areniscas grauváquicas (7). Alcudiense superior, Ediacárico superior - Cámbrico inferior	23
2.1.4. Conglomerados y areniscas grauváquicas microconglomeráticas (6). Alcudiense superior, Ediacárico superior - Cámbrico inferior.....	25
2.2. ORDOVÍCICO, SILÚRICO Y DEVÓNICO.....	26
2.2.1. Areniscas, ortocuarцитas y conglomerados oligomíticos (8). Formación de Base. Tremadoc?-Arenig	28
2.2.2. Ortocuarцитas y areniscas (9). Cuarcita Armoricana. Arenig medio	29
2.2.3. Areniscas, pizarras y ortocuarцитas (10). Capas Pochico y Rocas volcánicas intermedias (11). Arenig superior	31
2.2.4. Pizarras ampelíticas y areniscas (12). Pizarras del Río. Arenig superior-Dobrotiviense	35
2.2.5. Ortocuarцитas, areniscas y pizarras (13). Alternancias de Canteras; Ortocuaricitas (14). Cuarcitas Botella. Dobrotiviense-Berouniense	37
2.2.6. Areniscas y pizarras (15). Bancos mixtos; Calizas (16). Caliza Urbana; Rocas volcánicas básicas (17). Berouniense-Kralodvoriense ...	39
2.2.7. Pizarras ampelíticas (18). Pizarras Chavera. Hirnantiene	42
2.2.8. Ortocuarita y pizarras arenosas (19). Cuarcita del Criadero. Hirnantiene terminal-Llandovery medio	43

2.2.9. Pizarras ampelíticas (20); Rocas piroclásticas (21). Alternancias vulcanosedimentarias. Llandovery superior-Wenlock	44
2.2.10. Ortocuarctas (22). Cuarcita de Base. Lochkoviense sup.- Praguiense	46
2.3. CARBONÍFERO INFERIOR: FACIES CULM	47
2.3.1. Pizarras, areniscas y conglomerados polimicticos (23). Culm de Los Pedroches. Viseense-Serpukhoviense	47
2.4. CUATERNARIO	50
2.4.1. Gravas y cantos subredondeados en matriz arcillosa y arenosa de tonos rojos (24). Piedemontes (rañas y rañas degradadas). Plioceno superior-Pleistoceno inferior-Holoceno	50
2.4.2. Cantos y gravas subangulosas con matriz arenoso-arcillosa (25 y 26). Glacis y glacis degradados. Pleistoceno.....	50
2.4.3. Gravas, arenas, limos y arcillas. Terrazas altas (27), terrazas medias (28) y terrazas bajas (29). Pleistoceno medio-superior y Holoceno	51
2.4.4. Cantos angulosos en matriz limo-arcillosa (30). Coluviones. Pleistoceno superior-Holoceno.....	51
2.4.5. Cantos con escasa matriz (31). Canchales. Holoceno	52
2.4.6. Cantos en matriz arenoso-limosa (32). Aluvial-coluvial. Holoceno.....	52
2.4.7. Cantos en matriz arenoso-arcillosa (33). Conos de deyección. Holoceno	52
2.4.8. Gravas, arenas y limos (34). Fondo de valle, Barras laterales. Holoceno	52
2.4.9. Cantos (35). Escombreras. Holoceno	53
3. TECTÓNICA	53
3.1. INTRODUCCIÓN	53
3.2. TECTÓNICA PRE-VARISCA	56
3.2.1. Tectónica intraprecámbrica	56
3.2.2. Tectónica de bloques pre-ordovícica.....	63
3.2.3. Edad de las deformaciones pre-variscas	64
3.2.4. Otros movimientos pre-variscos	65
3.3. TECTÓNICA VARISCA	65
3.3.1. Primera fase Varisca (F-1).....	66
3.3.1.1. Macroestructuras	66
3.3.1.2. Mesoestructuras	69
3.3.1.3. Estructuras menores y microestructuras.....	71
3.3.1.4. Mecanismos de deformación de la 1 ^a fase varisca	78

3.3.2. Deformaciones de Segunda fase Varisca (F-2).....	79
3.3.2.1. Zona de cizalla Puente Génave-Castelo de Vide	79
3.3.2.2. Pliegues de segunda etapa de deformación	80
3.3.3. Tercera fase Varisca (F-3)	83
3.3.3.1. Macroestructuras	83
3.3.3.2. Mesoestructuras.....	85
3.3.3.3. Estructuras menores	86
3.3.3.4. Mecanismos de deformación de la 3 ^a Fase varisca	87
3.3.4. Edad de las deformaciones variscas	87
3.4. MOVIMIENTOS TARDI-VARISCOS Y POST-VARISCOS	88
4. PETROLOGÍA.....	89
4.1. VULCANISMO SIN-SEDIMENTARIO.....	89
4.1.1. El nivel volcánico del techo de las Capas Pochico (11).....	89
4.1.2. Los niveles volcánicos de los Bancos Mixtos (17)	91
4.1.3. Los niveles volcánicos de las Alternancias Vulcanosedimentarias (21)....	92
4.2. ROCAS FILONIANAS: DIQUES DE CUARZO (1); PÓRFIDOS GRANÍTICOS Y GRANODIORÍTICOS (2); SILLS Y DIQUES BÁSICOS (DIABASAS S.L.) (3)	93
5. GEOMORFOLOGÍA	94
5.1. ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL	94
5.2. ESTUDIO DEL MODELADO.....	95
5.2.1. Formas de Laderas.....	95
5.2.2. Formas fluviales.....	96
5.2.3. Formas poligénicas	97
5.2.4. Formas antrópicas	97
5.3. LA EVOLUCIÓN DINÁMICA.....	97
5.4. MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	98
6. HISTORIA GEOLÓGICA.....	99
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	101
7.1. RECURSOS MINERALES.....	101
7.2. HIDROGEOLOGÍA	106
8. BIBLIOGRAFÍA.....	108

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Solana del Pino (861) se sitúa sobre un sector de Sierra Morena Oriental, zona de quebrados relieves que sirven de límite meridional a la meseta castellano-manchega y cuyas alineaciones montañosas llevan una dirección general ONO-ESE.

Administrativamente comprende territorios de las provincias de Ciudad Real y Jaén (Fig. 1), con una densidad de población muy baja, menos de 10 habitantes por km² (DÍAZ MORENO *et al.*, 1990). Los núcleos de población son escasos, existiendo tan sólo dos pueblos y una aldea en toda su extensión, pertenecientes todos ellos a la provincia de Ciudad Real. Estas poblaciones son Solana del Pino y El Hoyo y la aldea de El Tamaral. El primero está situado en la parte noroccidental del mapa, mientras que el segundo se halla en la oriental. La aldea de El Tamaral se encuentra en la parte centro-oriental del mapa y pertenece al municipio de Mestanza. Además de estos pequeños núcleos de población se encuentran algunas casas aisladas y cortijos que, por lo general, están alejados unos de otros. Destacan las agrupaciones de casas de Las Tiñas en el extremo septentrional, y los cortijos de La Torrecilla, Hontanar de Flores y las Casas del Chorrillo.

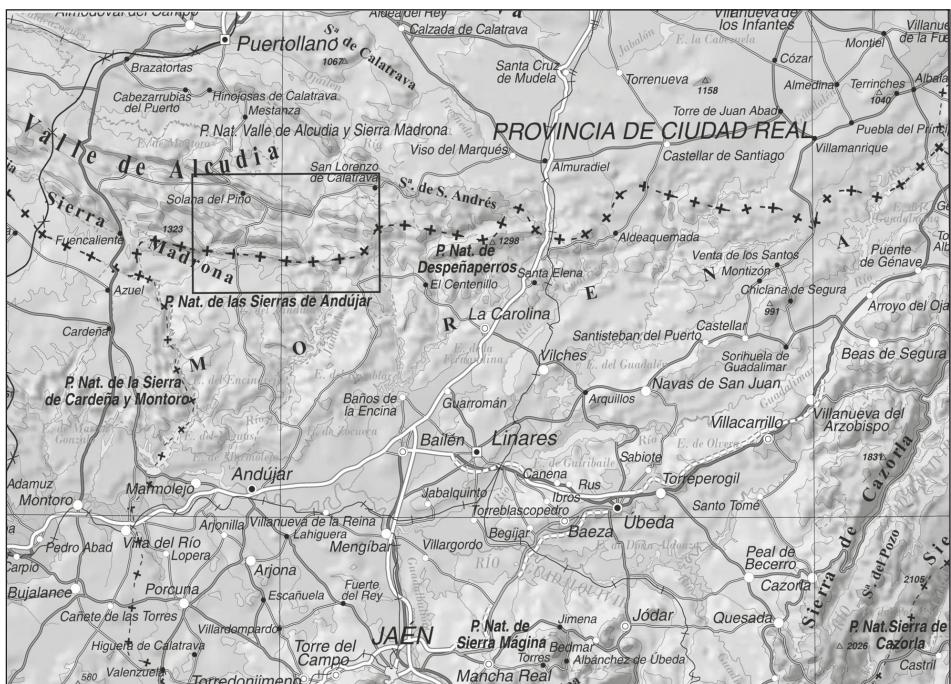


Fig. 1.– Situación geográfica de la Hoja de Solana del Pino (861).

El relieve de la Hoja responde a un modelo apalachiano, modificado por el encajamiento de los ríos que por ella discurren. Estos ríos son el Montoro y el Fresnedas, que se hallan respectivamente por la parte septentrional y nororiental del mapa. A la altura de las Casas del Chorrillo, en la parte centro-oriental del mapa, ambos ríos se unen para formar el río Jándula, que ya es un afluente de primer orden del río Guadalquivir.

Las unidades fisiográficas que de norte a sur aparecen en la Hoja son las siguientes:

- El Valle de Alcudia, que ocupa el tercio nordeste de la Hoja. En esta zona el citado valle ha perdido su morfología plana, y está formado por una multitud de colinas de poca altura cuyas cotas máximas aparecen más o menos enrasadas.
- La Sierra Morena de Ciudad Real, que aparece casi como una diagonal desde la esquina NO a la parte SE del mapa.
- La Sierra Madrona, que ocupa una amplia banda centro-meridional en la Hoja. Está separada de la alineación de sierras anterior por el río Robledillo. En su parte occidental aparece en su núcleo una amplia depresión conocida como Valle de Valmayor.
- El Valle de Pedroches, que ocupa una banda estrecha en la parte meridional del mapa.

Estas unidades se disponen siguiendo un rumbo ONO-ESE, que se ve interrumpido por la alineación N-S que producen los ríos Fresnedas y Jándula.

Las vías de comunicación que atraviesan la Hoja, son en todos los casos, carreteras locales que sirven para unir los distintos núcleos de población con Puertollano, siendo la más importante la carretera que procedente de Mestanza se dirige hacia el sur, dando comunicación con Andújar mediante una tortuosa ruta.

1.2. ENCUADRE GEOLÓGICO

Desde el punto de vista geológico, la Hoja de Solana del Pino se sitúa en la parte más meridional de la Zona Centroibérica (ZCI), dentro de la subdivisión del Macizo Ibérico de JULIVERT *et al.* (1972), o dentro del dominio de los Pliegues Verticales de DÍEZ BALDA *et al.* (1990) denominado posteriormente “Dominio Lusitano-Alcudíco” por MARTÍNEZ POYATOS (1997) y “Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico” (DCEG) por MARTÍNEZ CATALÁN *et al.* (2004) (Fig. 2). Únicamente el sector meridional 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 (DOV), situado entre esta zona de cizalla y la Unidad Central de Azor (1994) (Fig. 3).

El Dominio del Complejo Esquisto Grauváquico (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 afloran en extensas zonas, generalmente en el núcleo de amplios antiformes (p.ej. el de Alcudia), distinguiéndose dos grandes unidades separadas

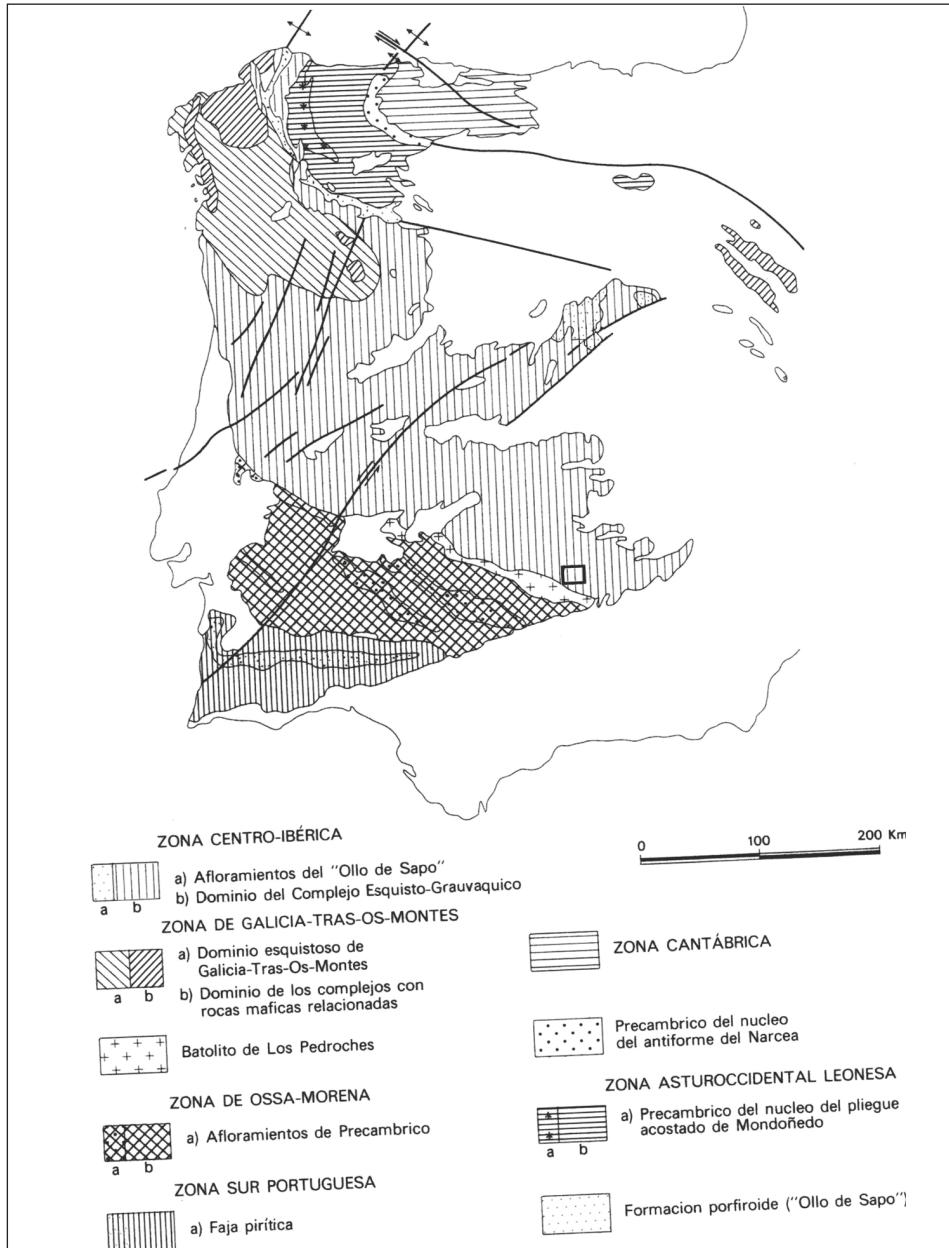


Fig. 2.– División en zonas del Macizo Ibérico y situación de la Hoja (modificada de JULIVERT et al., 1972 y FARÍAS et al., 1987 por PÉREZ ESTAÚN et al., 2004).

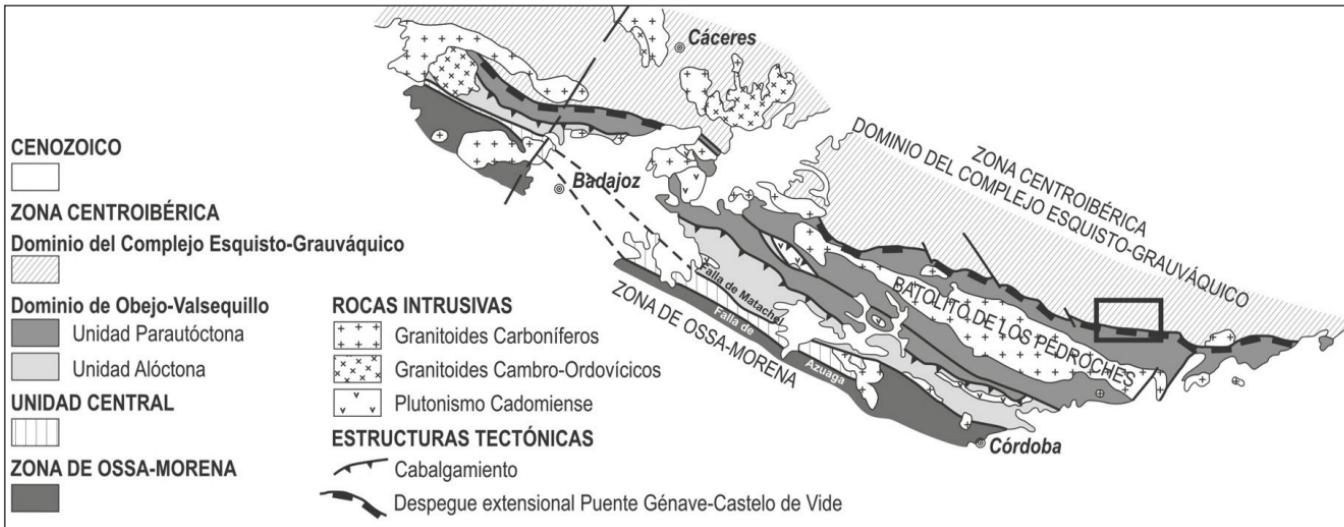


Fig. 3.– Situación y límites del Dominio de Obejo-Valsequillo de la Zona Centroibérica (a partir de MARTÍN PARRA et al., 2006 y RUBIO ORDÓÑEZ et al., 2012) y límites de la Hoja 1:50.000 de Solana del Pino.

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 *et al.*, 1987; 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 Alcudia" 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 (Tommotiene) (VIDAL *et al.*, 1995; PALACIOS *et al.*, 1996b).

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 volcanogénica 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.

El borde meridional de la Zona Centro Ibérica (ZCI) (Dominio de Obejo-Valsequillo) se caracteriza por que los materiales preordovícicos son similares a los de la Zona de Ossa Morena (ZOM) (Serie Negra, Grupo Malcycinado, Fm Torreáboles y Fm Azuaga), mientras que los Ordovícico-Devónicos tienen similitudes tanto con la ZCI como con el N de la ZOM, 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).

Sobre estos materiales se apoya una potente sucesión sinorrogénica 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 ORVIZ, 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 (Dominio de Obejo-Valsequillo).

El metamorfismo regional de la sucesión paleozoica, así como los materiales precámbrios 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 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).

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).

La 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 deformaciones 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.

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.

La segunda fase (F_2) se desarrolla más al S, en el borde meridional de esta Hoja, prolongándose hacia el E y O, 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, sin 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. 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. 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.

La Hoja comprende parte de cuatro grandes estructuras de esta región, que son el anticlinal de Alcudia, el sinclinal de Solana del Pino, el antiforme de Sierra Madrona y finalmente al SE de la Hoja, comienza el sinforme de Los Pedroches.

Los antecedentes geológicos sobre la Hoja son escasos. Además de los ya referidos con carácter regional, las primeras referencias directas sobre ella son las de GAMBOA ROBLES y PACHECO TALAVERA (1921-22) que tratan aspectos geológicos y mineros. No será hasta bastante tiempo después cuando se realicen avances de significación en la geología de la zona, que quedan plasmados en el trabajo de REDLIN (1955), quien realiza un esquema geológico de la zona central del valle de Alcudia y de las sierras Meridionales, esquema en el que entra la Hoja de Solana del Pino, y que supone el primer esbozo geológico válido de la comarca.

Otro de los antecedentes locales más significativos es el de P. RICHTER (1967) que en la Sierra de San Andrés (en la contigua Hoja 862, Santa Elena), describe los esquistos de San Lorenzo, recubiertos mediante discordancia por una serie conglomerática, que a su vez se sitúa bajo el Ordovícico inferior. Dichos afloramientos de San Lorenzo de Calatrava tienen total continuidad con su prolongación en el extremo nororiental de esta Hoja.

TAMAIN (1972 a y b) realizó varias referencias a afloramientos de la Hoja en su tesis doctoral sobre la Sierra de La Carolina. Posteriormente aparecen otros trabajos sobre la geología y los yacimientos del campo de El Hoyo (PALERO, 1983 y 1986; DELGADO, 1987; DELGADO *et al.*, 1988), estudios cuyas conclusiones tienen especial relevancia en el global de la Hoja. En 1987 se presenta la memoria del proyecto Hespérica, donde se incluyen trabajos realizados dentro de la Hoja (ALMADÉN-IGME-ENCASUR), y más tarde, PALERO (1991) realiza un estudio integral de la comarca, donde se presenta un primer mapa completo de la parte central y oriental del valle de Alcudia, así como del sinclinal de Solana del Pino, cuyas principales conclusiones aparecen publicadas en PALERO (1992 y 1993). Han sido estos trabajos los que han servido de base para la realización de la presente hoja geológica.

La estructuración geológica de la Hoja de Solana del Pino consiste en cuatro bandas de rumbo ONO-ESE, que representan cuatro macroestructuras variscas integradas esencialmente por materiales detríticos. Estas bandas son las siguientes:

- El tercio nororiental donde aflora una monótona alternancia turbidítica de rocas siliciclasticas del Precámbrico superior. Estas rocas integran parte del anticlinal de Alcudia, y

están limitadas por las cuarcitas ordovícicas de la sierra de la Umbría de Alcudia que acaban de flanco meridional.

- La diagonal del mapa, está formada por las rocas detríticas y volcanoclásticas del Paleozoico inferior del sinclinal de Solana del Pino.
- En la parte centro-meridional de la Hoja, aparecen cuarcitas ordovícicas formando el anticlinal de Sierra Madrona, el cual se cierra pericinalmente en la parte sureste. En su parte occidental el anticlinal aparece descabezado, aflorando en su núcleo las alternancias esquistos-grauváquicas del Precámbrico. Este gran anticlinal está flanqueado al sur por niveles cuarcíticos del Silúrico y, localmente del Devónico.
- La banda más meridional, está formada por una alternancia de areniscas y pizarras negras del Culm carbonífero del sinclinal de Los Pedroches.

La principal etapa de deformación que ha afectado a los materiales estudiados ha sido la Orogenia Varisca, que dio lugar a los principales pliegues y a la esquistosidad dominante, estructuras cuyo rumbo general es ONO-ESE. Aparte de la tectónica varisca se reconoce una deformación anterior que afecta exclusivamente a parte de las rocas precámbricas, cuyo significado y correlación con otras zonas será ampliamente discutido.

2. ESTRATIGRAFÍA

La sucesión estratigráfica de la Hoja de Solana del Pino está formada básicamente por rocas detríticas, entre las que aparecen intercaladas espaciosas niveles vulcanoclásticos y carbonatados. Estos materiales comprenden edades entre el Precámbrico superior y el Carbonífero inferior, a los que hay que añadir los presentes en una delgada cobertura terciaria y cuaternaria, que aparece como retazos en la parte centro-oriental de la Hoja.

En la sucesión de rocas precámbricas y paleozoicas se reconocen 4 ciclos sedimentológicos bien diferenciados, que aparecen separados por discontinuidades angulares y/o cartográficas (SAN JOSÉ y VILAS, 1990). Dichos ciclos son los siguientes:

- Ciclo inferior precámbrico (Ediacárico). Formado en un medio turbidítico que da lugar a una monótona sucesión de pizarras y grauvacas.
- Ciclo superior precámbrico-Cámbrico (Ediacárico superior-Cámbrico inferior). Formado en un medio de plataforma con influencia continental, da lugar a una serie esencialmente arenosa-conglomerática.
- Ciclo Ordovícico-Devónico (Tremadociense-¿Praguiense? {Siegeniense ant.}). Formado en un medio de plataforma siliciclástica somera o poco profunda, que origina una importante alternancia de tramos ortocuarcíticos, pizarrosos y arenosos. Estas alternancias pueden ser ordenadas en unidades litoestratigráficas con buena representación cartográfica, las cuales indican diversos estadios en la evolución sedimentológica de la cuenca. Intercalados en la serie aparecen algunas rocas volcánicas y un nivel carbonatado muy característico.

- Ciclo Carbonífero inferior (Namuriense-Viseense). Integrado por una alternancia de areniscas grauváquicas y pizarras negras con algunos lentejones de conglomerados, que ha sido formada en un medio de plataforma con fuerte subsidencia.

A estos cuatro ciclos sedimentarios hay que añadir la sedimentación terciaria y cuaternaria, que en el ámbito de la Hoja tiene muy poca representación. Se trata esencialmente de depósitos eоловionales y aluviales.

En su conjunto, la sucesión estratigráfica de la Hoja de Solana del Pino no presenta notables diferencias con respecto a aquellas que afloran en toda la parte meridional de la Zona Centroibérica, por lo que resulta sencillo realizar correlaciones y comparaciones con otros puntos de la región.

2.1. PROTEROZOICO SUPERIOR - CÁMBRICO INFERIOR

El conjunto de materiales precámbrico-cámbicos que afloran en el núcleo del anticlinal de Alcudia, se dividen en dos unidades litoestratigráficas con rango de grupo o supergrupo, separadas por discordancia angular y erosiva. Precisamente, es en una zona limítrofe del Valle de Alcudia, en las Hojas de BRAZATORTAS y MESTANZA (835-836), donde se realizó la división original y la propuesta de nombres, por lo que se han denominado respectivamente Alcudiense inferior y Alcudiense superior (OVTRACHT y TAMAIN, 1970). Posteriormente estos nombres han sido comúnmente utilizados para identificar estas facies en toda la región.

Se conoce la existencia de una discordancia, que separa dos secuencias ante-ordovícicas en el sector central-oriental del Valle de Alcudia desde la tesis doctoral de REDLIN (1955), un discípulo de Franz Lotze. Por la existencia de materiales carbonáticos en la secuencia superior, y los esquemas de Lotze, Redlin consideró entonces el conjunto superior de edad Cámbrica. LOTZE (1956) recoge en su trabajo sobre los movimientos sárdicos en España la existencia de este conjunto al que llama Capas Intermedias, reconociendo que aparece limitada por dos discordancias, pero la sitúa en el Cámbrico superior e insiste contra lo descrito por Redlin en que la discordancia que separa las capas intermedias de la cuarcita armoricana debe ser mayor que la que lo separa del infracámbrico. La posición de esta sucesión con carbonatos no encajaba en el modelo de F. Lotze.

Según P. RICHTER (1967) en su trabajo sobre la Sierra de San Andrés (realizado en parte de la presente Hoja), los “esquistos de San Lorenzo”, están recubiertos mediante discordancia por una serie conglomerática, que a su vez se sitúa bajo el Ordovícico inferior; vemos que Richter, como REDLIN (*op. cit.*), reconoce en el valle de Alcudia oriental dos discordancias bajo el Ordovícico.

BOUYX (1970), redescubre esta discordancia al anticlinal de Valdemanco (Valle del Esteras) y al Valle del Tirteafuera (Anticlinal de Abenójar), y es el primero en utilizar los términos de “pizarras en facies de Alcudia” y “Alcudiense” (BOUYX, 1961, 1962), aunque llama al Alcudiense superior en el anticlinal de Valdemanco “Serie Superior Conglomerática”, un nombre que sería muy apropiado también para esta terminación oriental de Alcudia (BOUYX, 1965, 1970). Utilizamos el término redescubre puesto que los trabajos tanto de Redlin como de Richter, pasaron un tanto desapercibidos, particularmente el del primero, y numerosos autores han considerado a BOUYX (1970) como el primer autor que cita esta discordancia.

Como resultado de la investigación geológico-minera en la reserva del Estado del Valle de Alcudia, CRESPO y REY (1971), y CRESPO y TAMAIN (1971), hablan de Alcudiense, correlacionando acertadamente el conjunto superior, con intercalaciones carbonáticas, con las dolomías de Abenójar, que llegan a superar en conjunto los 200 m. Por entonces todavía no estaba clara la datación del Alcudiense superior como Cámbrico o Proterozoico superior. Sin embargo, estos trabajos ya dejaron resuelta la problemática en el área de referencia.

Posteriormente una polémica entre los mencionados trabajos y los nuevos de ARBIN y TAMAIN (1973), y de TAMAIN (1975), niega la existencia de las discordancias de la Ribera de Riofrío (A. de Valdemanco) y del Tamujar, que consideran como una desarmonía tectónica. Esta polémica, hace que se dé en ciertos aspectos un paso atrás en el conocimiento de la zona, respecto a lo expuesto por CRESPO y REY (*op. cit.*). ARBIN (1975) estudia el sector y la Mina de Diógenes, por lo que su estudio incluye parte de esta Hoja.

La existencia de dicha discordancia, su edad intra-precámbrica y su carácter regional queda de nuevo patente mediante varios trabajos publicados entre 1984 y 1988 que proceden de equipos de investigación independientes. En primer lugar, ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO (1983, publ. 1986) describen la discordancia intra-alcudiense en Abenójar, señalando las diferencias estructurales entre ambos conjuntos. Ésta es descrita en el Valle de Alcudia por PELÁEZ *et al.* (1986) en la parte centro-oriental del anticlinal de Alcudia, en el límite de las Hojas de Brazatortas (835) y Mestanza (836), donde tiene paleoalteración asociada. SAN JOSÉ (1984) la describe en Navalpino y propone un cuadro de correlación en el dominio de Montes de Toledo y Alcudia-Alta Extremadura en el que se avanzan parte de las conclusiones de PIEREN (1985) quien la describe más al Suroeste en Agudo-Valdemanco. Posteriormente PIEREN *et al.* (1987) en el anticlinal de Agudo donde también presenta paleoalteración, NOZAL *et al.* (1988 a y b) en el anticlinal de Ibor, y finalmente PIEREN y HERRANZ (1988), PALERO (1993), MARTÍNEZ POYATOS (1997) y TALAVERA *et al.* (2015) identifican, describen y datan esta discordancia en el anticlinal de Alcudia.

Los estudios recientes más cercanos sobre el Precámbrico de esta zona, se deben a AMOR y ORTEGA (1987), ORTEGA y SÁNCHEZ VIZCAÍNO (1987), GARCÍA SANSEGUNDO *et al.* (1987), LORENZO y ÁLVAREZ-SOLÉ (1988), participantes del Proyecto Hespérica cuyo modelo de evolución y distribución regional deducido es el expuesto por ÁLVAREZ-NAVA *et al.* (1988) y ORTEGA *et al.* (1988). El proyecto del CSIC-UCM, (caracterización estratigráfica del Alcudiense superior en el sur de la Meseta y sus relaciones con el Paleozoico), estudió la zona Brazatortas-Cabezarrubias, elaborando un modelo estratigráfico sucesivamente más complejo y elaborado de la evolución de la cuenca, en la que se depositaron los materiales del Alcudiense superior, durante el Ediacárico superior y Cámbrico inferior (VILAS *et al.*, 1986 a y b, VILAS *et al.*, 1987, PELÁEZ *et al.*, 1989), finalmente recogidos en SAN JOSÉ *et al.* (1990, 1992).

Más recientemente la relación estructural entre Alcudiense inferior y Alcudiense superior, es estudiada por PALERO (1993) quién hace dos descripciones detalladas de la discordancia intra-alcudiense en dos lugares del anticlinal de Alcudia en esta Hoja de Solana del Pino y posteriormente por MARTÍNEZ POYATOS (1997). Previamente PALERO (1991) había realizado y recopilado una cartografía de todo el sector oriental del Anticlinal de Alcudia, desde la Hoja de Brazatortas (835), hasta su cierre perianticlinal con motivo de su tesis doctoral. Este es el antecedente más completo a la par que reciente para el estudio de esta Hoja. Finalmente, en esta campaña del Plan MAGNA,

se han reconocido nuevos y extensos afloramientos de Alcudiense superior en las Hojas de Braza-tortas (835) y Mestanza (836), en el flanco sur del Anticinal de Alcudia donde son muy escasos.

El estudio microestructural realizado por PALERO (1993), demuestra aquí un dato ya descrito en estructuras vecinas (ORTEGA y GONZÁLEZ-LODEIRO, 1986): el Alcudiense inferior presenta lineaciones de intersección y ejes de pliegues subverticales, mientras que el Alcudiense superior presenta lineaciones de intersección subhorizontales. Esto implica una verticalización generalizada del Alcudiense inferior anterior al depósito del Alcudiense superior.

En el Anticinal de Alcudia, se han diferenciado en el Alcudiense inferior, las alternancias de grauvacas y limolitas en secuencias turbidíticas (4) y las alternancias de grauvacas y limolitas; brechas intraformacionales (5), que corresponden a un mismo conjunto estratigráfico.

En el núcleo precámbrico del Anticinal de Valmayor, que tiene el interés de ser uno de los anticinales más meridionales de la Zona Centroibérica (ZCI), se han reconocido las secuencias turbidíticas (4) del Alcudiense inferior en facies finas y no aparecen las brechas intraformacionales. El complejo turbidítico se encuentra puntualmente recubierto por algunos restos de conglomerados poligénicos de grano grueso, que aparecían marcados como Ordovícico basal en la Hoja 1:200.000 de Linares, probablemente por su relieve, pero que en el presente estudio atribuimos con ciertas reservas al Alcudiense superior (6b), ya que dichas facies no se observan en la base del Ordovícico de esta zona.

Refiriéndonos de nuevo al Anticinal de Alcudia, los materiales del Alcudiense superior son sumamente variables lateralmente y, se han podido dividir hasta cuatro unidades en función de su litología y posición estratigráfica. Corresponden a una megasecuencia tectonoestratigráfica individualizada, limitada por discordancias, con probables discontinuidades internas, cuya potencia sobrepasa los 1.100 m en su potencia máxima medida en la zona central de la Hoja de Mestanza (836). De las cuatro unidades distinguidas en el Anticinal de Alcudia, solamente encontramos dos en esta Hoja de Solana del Pino. No se separan cartográficamente unos conglomerados que constituyen claramente la parte más alta de la sucesión. Tampoco se han encontrado intercalaciones carbonatadas, apareciendo las dolomías del Alcudiense superior más cercanas en la zona de Cabezarrubias-Hinojosas de Calatrava.

Distinguimos por lo tanto en primer lugar las grauvacas, limolitas y areniscas grauváquicas (7) que incluyen los conglomerados y areniscas grauváquicas microconglomeráticas (6) con los que se intercalan.

En el ámbito del sector centro-oriental del Valle de Alcudia, se observa en el Alcudiense superior, la existencia de una gran cantidad de secuencias conglomeráticas en las zonas más orientales. Estos conglomerados, pierden potencia hacia el oeste, al mismo tiempo que son sustituidos por areniscas grauváquicas y limolitas. En la Hoja de Mestanza (836) se verifica este tránsito, ya que al este, en las inmediaciones del Barranco de la Gargantilla (Solana del Pino) se encuentran aún los potentes paquetes conglomeráticos característicos de San Lorenzo de Calatrava (Hojas de Solana del Pino (861) y Santa Elena (862)), que se conservan aún bastante bien representados en la zona central de Mestanza, pero que son sustituidos por las facies arenosas con calcoesquistos y dolomías en la zona de Hinojosas de Calatrava y Cabezarrubias y que se mantienen hacia el oeste. Por eso resulta lógico que en la presente Hoja de Solana del

Pino no aparezcan los niveles carbonatados, sustituidos por cambio lateral de facies por areniscas grauváquicas y conglomerados.

Una gran parte de los afloramientos del Alcudiense superior de la Hoja de Mestanza (836) y en el sextante NE de esta zona se encuentran limitados de forma brusca por una fractura, la falla del Guijo (PALERO, 1993) de dirección NO-SE y buzamiento subvertical, que parece no afectar a los materiales ordovícicos. PALERO (*op. cit.*) le calcula un salto vertical de 800 m. La falla quedaría acotada entre el Cámbrico inferior, edad más alta del Alcudiense superior y el Ordovícico, puesto que limita al primero, y choca claramente contra las ortocuarcitas ordovícicas del flanco norte del anticlinal en el paralelo de Mestanza, y no se refleja en éstas ninguna expresión de la falla, mientras que su importante salto confina a los afloramientos del Alcudiense superior en una semi-fosa, limitada al NE por esta falla.

2.1.1. Alternancias de grauvacas y limolitas en secuencias turbidíticas (4). Alcudiense inferior, Ediacárico

Esta unidad, aún no subdividida estratigráficamente por su compleja deformación y la falta en nuestro entorno de niveles guía, pero cuyo rango es de grupo o supergrupo, está formada en el ámbito del estudio, por grauvacas, micrograuvacas y limolitas. Se desconoce su base en toda la parte meridional de la Zona Centroibérica (ZCI) así como su yacente. En el marco de esta Hoja está prácticamente exenta de niveles guía, como pudieran ser gruesos niveles de grauvaca, o conglomerados.

Se trata por lo general de una monótona alternancia de niveles milimétricos o centimétricos de grauvacas, micrograuvacas y limolitas. En algunas ocasiones, se engrosan siendo entonces métricos los niveles basales grauvácicos (**a** y **b**) y los demás niveles de la secuencia son entonces decimétricos. Generalmente los mejores afloramientos corresponden a aquellos niveles en los que predominan los gruesos bancos grauvácicos, condición que ha limitado el desarrollo de la esquistosidad. Las secuencias más finas son prácticamente inabordables para un estudio estratigráfico convencional por su alto grado de deformación (fracturación, esquistosidad y relleno por pequeñas venas de cuarzo). El grado de metamorfismo es muy bajo, situándose en la anquizona media y eventualmente en la superior.

La potencia de esta unidad es difícil de evaluar por la falta de niveles guía, el desconocimiento del muro y techo de la unidad, y su compleja deformación suele contemplar valores que oscilan entre los 4.000 y los 6.000 m; estos deben ser en realidad valores de la progradación del medio y no espesores reales. La existencia de valores mayores citados por algunos autores, pese a la gran extensión cartográfica de la unidad, no es avalada por los bajos valores de metamorfismo encontrados. Desde los trabajos de CRESPO y REY y CRESPO y TAMAIN (*op. cit.*), se denomina a esta unidad regionalmente como Alcudiense inferior, tomando el nombre en esta zona del Valle de Alcudia. Posteriormente también se han utilizado otros nombres como "Grupo Domo-Extremeno" (ÁLVAREZ-NAVA *et al.*, 1988) que tienen ciertos problemas en su definición (lo que se denomina Grupo Domo-Extremeno se define en el Anticlinal de Valdelacasa, siendo la correlación dudosa o por lo menos arriesgada). Dado que en el ámbito de esta Hoja nos encontramos prácticamente en su lugar de definición utilizaremos en lo sucesivo el término Alcudiense inferior.

Los mejores afloramientos se encuentran en el Valle del río Montoro, muy encajado respecto a los restos de la superficie de erosión, y en la carretera Mestanza-El Hoyo. También hay cortes representativos de la unidad en la carretera que va desde la confluencia del Chorrillo a San Lorenzo de Calatrava. Estos materiales fueron estudiados con un enfoque sedimentológico y paleogeográfico por Puigdefabregas (1981) en el embalse del río Montoro en la carretera de Mestanza a Solana del Pino (Hoja de Mestanza (836)): las tendencias secuenciales muestran un claro dominio de las organizaciones estrato crecientes.; abundan los “*flute cast*” en la base de los tramos **a** de las secuencias.

Las secuencias reconocidas corresponden a secuencias de Bouma, generalmente incompletas; las más frecuentes son las secuencias truncadas ta-c y tb-d. Se reconocen en afloramientos distintos dos asociaciones de facies: las primeras se caracterizan por tener un mayor desarrollo de los términos a, b y c, con bancos de grauvaca correspondiendo a los niveles a y b que superan el metro de potencia aunque los valores más normales varían entre 15 y 40 cm. Corresponden a las litologías más gruesas descritas en la parte occidental del valle del río Montoro. Por otra parte, y con mayor distribución geográfica, tenemos las facies finas, constituidas por alternancias de micrograuvacas y limolitas, milimétricas o centimétricas. Predominan las secuencias incompletas tc-e tb-e e incompletas truncadas tc-d y tb-d. Éstas son más frecuentes en el borde septentrional de la unidad, por ejemplo en el barranco de la Gargantilla. Sin embargo, no está clara de momento una relación cartográfica entre los dos conjuntos de facies, por lo que no se ha podido precisar una distribución cartográfica.

Los dos tipos de asociaciones de facies descritas, corresponden a facies de lóbulos turbidíticos. No se han reconocido en esta Hoja facies de interlóbulo, también características de esta unidad en otros lugares del Anticinal de Alcudia y en otras estructuras (PIREN y HERRANZ, 1988). Se distinguen además intercaladas posibles facies de talud (5). Estas últimas se han podido a veces diferenciar cartográficamente y se describen en el siguiente apartado.

Es difícil establecer con exactitud una edad para el Alcudiense inferior, dada la práctica inexistencia de microfósiles. Tan sólo la presencia local (un sólo registro) de los acritarcos *Orygmatosphaeridium* sp. y *Protosphaeridium* sp. (Mitrofanov y Timofeiev, 1977 en SAN JOSÉ, 1984) en la parte central del Valle de Alcudia, permitió su atribución al Rifeense en un sentido amplio (SAN JOSÉ, 1983, 1984), sin que se pudiese descartar la posibilidad de que los niveles más altos alcancen el Vendiente inferior (Ediacárico) dado el amplio rango de distribución de ambos taxones (SAN JOSÉ et al., 1990).

Este registro de acritarcos procede precisamente de una muestra tomada en el Anticinal de Alcudia, en afloramientos próximos al cruce de la carretera de Almadenejos a Almadén con el río Valdeazogues, a unos 6 km de esta última localidad, dando una edad Rifeense segura para Mitrofanov y Timofeiev (*op. cit.*). Otros autores, (PALACIOS, 1989, 1993; VIDAL et al., 1994) han propuesto una edad Vendiente superior, para materiales supuestamente del Grupo Domo Extremeño del Anticinal de Valdelacasa mediante acritarcos, negando en unos casos la existencia de una discordancia intra-alcudiense o sin contemplar su existencia. Más recientemente estos mismos autores (PALACIOS et al., 1996), con base en niveles fosfatados de la vecina Hoja de Mestanza (836), en el valle del río Montoro, proponen que el límite entre el Vendiente superior y el Cámbrico inferior pudiese estar dentro del Conjunto Alcudiense inferior, considerando ya el

Alcudiense superior en su totalidad como Cámbrico inferior, en concreto desde el Nemakitense-Daldyniense (un nuevo piso propuesto para el Cámbrico inferior, bajo el Tommotiense) hasta el Atdabaniense.

En relación con este tema, últimamente, TALAVERA *et al.* (2015) obtienen mediante la datación de circones detriticos, una edad deposicional máxima de 580-560 Ma para el Alcudiense inferior situado inmediatamente por debajo de la discordancia, y de 550-540 Ma para el Alcudiense superior situado inmediatamente sobre la discordancia; lo que situaría al menos la parte superior del Alcudiense inferior en el Ediacárico.

2.1.2. Alternancias de grauvacas y limolitas (5). Brechas intraformacionales. Alcudiense inferior, Ediacárico

Esta unidad no corresponde a una formación estratigráfica individualizada sino a la diferenciación cartográfica de un conjunto de facies, que por su particularidad se han podido separar del resto de los materiales del Alcudiense inferior en el que se encuentran intercalados. El origen tectonosedimentario (brechas de talud) o bien tectónico puro (bandas de importante cizalla) ha sido discutido precisamente en esta zona del Valle de Alcudia, en la Hoja de Mestanza, en las inmediaciones de la carretera de Solana del Pino a Mestanza, en el sector de la Mina Diógenes.

Se trata de una brecha formada por cantos de grauvacas y limolitas o capas rotas de esta litología, empastadas en una matriz desorganizada grauváquica o limolítica. La composición petrográfica de los cantos muy angulosos y de 3 a 7 cm, es la misma que la de la matriz. Es característico el aspecto de los afloramientos con una disagregación en prismas redondeados por alteración, de disposición subvertical (pizarrines) que desde lejos confieren un aspecto mate al afloramiento. Los cantos están rotados tectónicamente de tal manera que disponen su eje mayor paralelo a la L₁ y de ahí su disposición subvertical. De momento no se ha reconocido la existencia de "slumps" en esta unidad, lo que en parte podría hablar en favor de su origen tectónico.

Su extensión cartográfica es restringida, y tiene el aspecto de grandes lentejones o de cuñas de estos materiales, que sin embargo parecen organizarse estratigráficamente afectados por el pliegue que forma el Anticlinal de Alcudia y próximos a la base del Alcudiense superior o al Ordovícico. Los mejores afloramientos, a los que corresponde la descripción se encuentran 1 km al este de la carretera de Mestanza - El Hoyo en el camino que baja a la "Casa del Alamillo" y al río Montoro. También aparecen ladera abajo de la carretera a Solana del Pino (km 26-27) en la cabecera del Arroyo del Moro.

PALERÓ (1991) denominó a estos materiales Brechas Intraformacionales. Corresponden en cierto modo a lo que en otras zonas se han denominado facies desorganizadas que aparecen p. ej. en la zona meridional del anticlinal de Ibor (Hojas de Castilblanco 733, y Herrera del Duque 756).

En el caso de que sea sedimentario, estas facies no corresponden a los depósitos de lóbulo turbidítico de la unidad anterior, aunque si se integran dentro del entorno general de un aparato turbidítico pueden considerarse como depósitos de talud, generados por el desprendimiento o deslizamiento de los sedimentos del borde de la plataforma, o por el desmantelamiento de otros lóbulos turbidíticos.

En cuanto a su edad, en el caso de un origen sedimentario, se encuentran estratigráficamente integradas dentro del conjunto Alcudiense inferior, por lo que se pueden asimilar las consideraciones hechas para la unidad anterior, es decir la edad sería Rifeense superior? - Vendiente inferior, según unos supuestos, o Vendiente superior-Cámbrico inferior según los postulados de PALACIOS *et al.* (1996), y VIDAL *et al.* (1994) y posiblemente Ediacárico según TALAVERA *et al.* (2015).

2.1.3. Grauvacas, limolitas y areniscas grauváquicas (7). Alcudiense superior, Ediacárico superior - Cámbrico inferior

En esta zona del Anticlinal de Alcudia, esta unidad cartográfica se intercala con la unidad de Conglomerados y areniscas grauváquicas microconglomeráticas (6). Si se describe en primer lugar es porque en los lugares donde está claro el contacto basal, es ésta la unidad más baja del Alcudiense superior local, y además éste es el cuerpo principal que engloba a los conglomerados. En dicha zona se aprecia que los conglomerados no están en la base, sino que aparecen a una distancia bastante constante de 30 a 40 m del contacto basal.

La discordancia basal ha sido descrita por PALERO (1993) en dos localidades: la confluencia de los Ríos Montoro y Fresnedas y en el Arroyo de la Gargantilla. El afloramiento de ésta, en la segunda localidad es excepcional. El Alcudiense inferior se presenta con grauvacas y micrograuvacas azuladas en bancos delgados con dirección N 80°, 73° N. El Alcudiense superior comienza con depósitos bastante finos, 3 m de limolitas, seguidos por grauvacas con pasadas de limolitas. No hay por debajo de estos primeros depósitos ninguna zona de alteración, como ocurre en las exposiciones de la discordancia más occidentales (Hoja de Brazatortas (835) p.ej.). Siguen grauvacas con *ripples* de oscilación y alternancias milimétricas de grauvacas y limolitas con laminación paralela, hasta la aparición a los 30 m del primer paquete de conglomerados de más de 90 m de potencia (cartografiados como 7).

Sobre los conglomerados dominan las facies laminadas características: alternancias de grauvacas y limolitas arenosas con laminación paralela y lenticular, y finas laminaciones milimétricas de micrograuvacas y areniscas grauváquicas, o micrograuvacas y limolitas, que se denominan coloquialmente Pizarras bandeadas; dicho nombre proviene de la denominación de autores franceses como Bouyx que describieron estas facies típicas y características del Alcudiense superior prácticamente en todas las estructuras en las que éste se encuentra como “*grès rubannés*” (areniscas acintadas). Con los conglomerados son las facies más características del Alcudiense superior.

Petrográficamente se observa una clara evolución de muro a techo del Alcudiense superior, pasándose de una presencia exclusiva de grauvacas, ricas en fragmentos de roca (metacuarrita, lidita, cuarzo filoniano) y en feldespatos (ortosa y plagioclasas), a fracciones arenosas más evolucionadas hacia el techo de la sucesión, con cuarzograuvacas, incluso areniscas cuarcíticas y excepcionales barras protocuarcíticas, en las que es característico del Alcudiense superior un abundante moteado ferruginoso. Esta evolución puede también reconocerse en la matriz sámitica de los conglomerados.

Sedimentológicamente, sobre las secuencias de plataforma somera de la base se verifica rápidamente una progradación de facies de influencia continental. El siguiente ciclo de profundización deducido al oeste, nos devuelve a los medios de plataforma de las que son características las

pizarras bandeadas, entre las que pueden incluirse algunos bancos con retoques por tormentas (areniscas grauváquicas con *hummocky*). El techo de este ciclo de profundización que culmina con una colmatación de la cuenca, al techo de la cual aparecen los episodios carbonatados al oeste (VILAS *et al.*, 1987, SAN JOSÉ *et al.*, 1990) estaría aquí reflejado por una segunda progradación de las facies conglomeráticas de influencia continental.

La parte alta de la sucesión comenzaría por una importante transgresión, que se refleja por una rápida profundización de las facies, volviendo a predominar las limolitas y las micrograuvacas. Finalmente, y esto es notable en la parte central y oriental de la vecina Hoja de Mestanza (836), se asiste a una nueva progradación continental, a la que corresponden otros conglomerados más altos que aquí no se reconocen, y que pueden faltar por erosión previa al inicio de la transgresión del Ordovícico inferior, aunque más al este, en la Hoja de Santa Elena (862), en las proximidades de San Lorenzo de Calatrava, estos conglomerados más altos parecen haber dado paso a medios submareales en los que aparecen incluso abundantes lumaquelas formadas por grandes acumulaciones de *Anabarella plana*.

En esta unidad se han encontrado en este sector central del Valle de Alcudia, numerosos icnofósiles, que permitieron atribuir esta sucesión al Ediacárico superior (VILAS *et al.*, 1987, SAN JOSÉ *et al.*, 1990). En un trabajo muy reciente específico sobre las pistas fósiles de Alcudia y Abenójar, GARCÍA-HIDALGO (1993 a) expone que el Alcudiense superior en la zona de Brazatortas-Hinojosa del Anticlinal de Alcudia, está compuesto por tres conjuntos litoestratigráficos: una serie inferior (la que hemos llamado secuencia del Tamujar), discordante sobre el Alcudiense inferior y que presenta intercalaciones calcáreas ("calizas de Hinojosa" de BOUYX, 1970, nivel que equivaldría por cambio lateral de facies aproximadamente al primer nivel de conglomerados), por encima de estos niveles carbonáticos y con una relación de superposición poco clara, una serie intermedia compuesta por pizarras, areniscas grauváquicas y microconglomerados (que aquí equivaldrían al segundo paquete conglomerático), que presentan gran abundancia de pistas fósiles, y finalmente discordante sobre las demás una serie superior conglomerática (que en esta Hoja, como hemos indicado no se ha reconocido). Siguiendo con la descripción de GARCÍA-HIDALGO (1993 a), en la serie intermedia del anticlinal de Alcudia han aparecido *Bergaueria aff. langi* (PEMBERTON *et al.*, 1988), *Monomorphichnus lineatus* (CRIMES *et al.*, 1977) y *Hormosiroidea cf. canadensis* (CRIMES y ANDERSON, 1985). Aparecen además con mayor frecuencia *Plano-lites* o *Palaeophycus ichnosp.*. Según CRIMES (1987), tanto *Bergaueria* como *Monomorphichnus*, son huellas consideradas claramente cámblicas, aunque en algunas regiones *Bergaueria* puede aparecer en el Precámbrico. *Hormosiroidea* ha sido citada tanto en el Cámbrico inferior (CRIMES y ANDERSON, 1985) como en el Precámbrico (GARCÍA-HIDALGO, 1993 b), en el anticlinal de Ibor). En función de lo expuesto, concluye, que la presencia de pistas fósiles de tipo Cámbrico en el Anticlinal de Alcudia, indica, pese a que todas las unidades descritas en el Alcudiense superior habían sido consideradas como vendenses (ediacáricos), que una parte de éste es en realidad Cámbrico inferior (Tommotiene o actualmente Terreneuvian).

En unos trabajos aún más recientes, VIDAL *et al.* (1995) y PALACIOS *et al.* (1996) describen la existencia de *Anabarella plana* en la parte alta de la secuencia Alcudiense superior, inmediatamente al este de San Lorenzo de Calatrava ya mencionada, en la Hoja de Santa Elena (862), por lo que atribuyen íntegramente el Alcudiense superior al Cámbrico inferior, alcanzando pisos tan altos como el Attabaniense.

La parte exacta de la sucesión en la que ha aparecido *Anabarella*, según nuestra correlación es más alta como hemos indicado que los niveles fundamentalmente conglomeráticos representados en esta Hoja de Solana del Pino, por lo que, en función de lo expuesto suponemos que los materiales del Alcudiense superior, que se encuentran por debajo de los primeros niveles conglomeráticos, serían del Vendiente (Ediacárico) superior, mientras que los más altos locales, incluyendo los segundos niveles conglomeráticos, podrían encontrarse, de acuerdo con GARCÍA-HIDALGO (*op. cit.*), en los niveles de tránsito al Tommotiense (Terreneuvian). En San Lorenzo de Calatrava, los niveles con *Anabarella plana* aparecen según nuestras propias observaciones a más de 40 m sobre los segundos conglomerados. En cualquier caso, el límite preciso Cámbrico-Precámbrico en la Península ibérica es un concepto actualmente en discusión, por lo que en el futuro la edad asignada a estos niveles de transición puede ser revisada de nuevo. El límite sujeto a la primera aparición de ciertos determinados taxones que se consideran característicos del Cámbrico, por su aparición en cortes específicos puede tener el problema que estos aparezcan en el Precámbrico de otras zonas.

La proposición en el Cámbrico de un nuevo piso como es el Nemakitense-Daldyniense (GRADSTEIN y OGG, 1996), puede hacer que niveles que siempre se habían considerado Vendientes, con microfósiles e icnofósiles muy abundantes, sean considerados ahora como parte de este Cámbrico pre-Tommotiense y pre-trilobítico. Existe otra propuesta, la de Pusiense como piso límite Precámbrico-Cámbrico de atribución dudosa de uno a otro (SAN JOSÉ *et al.*, 1992) definida en el entorno de la zona meridional de la ZCI.

2.1.4. Conglomerados y areniscas grauváquicas microconglomeráticas (6). Alcudiense superior, Ediacárico superior - Cámbrico inferior

Como hemos expuesto los conglomerados se intercalan en la unidad anterior, en uno o dos niveles. En el flanco norte del anticlinal el nivel bajo es el más constante, y gana potencia hacia el este, presentando su máxima potencia en San Lorenzo de Calatrava. En el flanco sur, pese a que el nivel inferior se conserva, es el segundo nivel, más alto el que está notablemente desarrollado; sobre él se apoyan ya los materiales del Ordovícico inferior.

El primer nivel en el Barranco de la Gargantilla, se encuentra a 30 m de la discordancia y tiene una potencia de más de 90 m. Gana potencia hacia el este y en San Lorenzo de Calatrava puede confundirse morfológicamente con la Cuarcita Armicana, ya que da una alta cresta diferenciada, que desde el valle oculta a la cresta ordovícica.

Los conglomerados son generalmente pudingas de matriz grauváquica, granosportadas, con cantos de cuarzo bien redondeados, que varían desde 1-1,5 cm hasta 2-2,5 cm, siendo estos últimos muy frecuentes. Los centímetros llegan a ser de 4 cm. Es característica la presencia de cantos de lilita, de un tamaño similar aunque de frecuencia mucho menor (1,5-3%). También puede encontrarse cantos de grauvaca o de limolita. La matriz es samítica, de grauvaca verde.

Las estructuras sedimentarias son prácticamente inexistentes en estos cuerpos, que suelen presentarse como muy masivos y homogéneos. Dada la escasez de estructuras sedimentarias observadas, es difícil precisar su entorno sedimentario; lo único seguro es que las alternancias infrayacentes y suprayacentes son inter y submareal y de plataforma interna respectivamente.

Parece tratarse de una progradación continental sobre los sedimentos marinos someros basales.

En las areniscas del equivalente lateral de esta unidad en el sector central del Valle de Alcudia, se encontraron numerosos icnofósiles, que permitieron atribuir esta sucesión al Vendiente superior (VILAS *et al.*, 1987; SAN JOSÉ *et al.*, 1990).

GARCÍA-HIDALGO, (1993 a) revisando estos datos plantea la posibilidad de que los ciclos sedimentarios más altos del Alcudiense superior lleguen incluso a tener una edad correspondiente al Cámbrico inferior basal. Sin embargo, la unidad considerada, equivale a la parte más baja del Alcudiense superior. De los distintos ciclos sedimentarios considerados por VILAS *et al.* (1987); SAN JOSÉ *et al.* (1990), los materiales de esta sección del Valle de Alcudia, corresponden en su mayor parte al primer ciclo, y el resto al segundo, por lo que bajo esa perspectiva esta unidad podría ser considerada en su totalidad como Vendiente (Ediacárico) superior.

Respecto a los recientes trabajos de VIDAL *et al.* (1995) y PALACIOS *et al.* (1996) en base a sus hallazgos, consideran que los niveles fosilíferos pueden incluso alcanzar el Atdabaniense, y consideran entonces al Alcudiense superior como Cámbrico inferior en su totalidad. Los niveles con *Anabarella plana*, en la parte alta de la secuencia Alcudiense superior inmediatamente al este de San Lorenzo de Calatrava, como ya hemos indicado se encuentran a 40 m sobre el nivel más alto de conglomerados.

Desde nuestro punto de vista los niveles de conglomerados más bajos pueden ser considerados como del Vendiente (Ediacárico) superior, aunque es posible que los niveles más altos ya sean del Cámbrico inferior. Debe aclararse que los niveles de conglomerados diferenciados del resto y que se han representado como cámbricos inferiores en la vecina Hoja de Mestanza (836) aparecen en situación estratigráfica más alta que los aquí descritos.

2.2. ORDOVÍCICO, SILÚRICO Y DEVÓNICO

Sobre las rocas ante-ordovícicas se encuentra en discordancia angular y/o cartográfica un importante hiperciclo sedimentario que comienza en el Ordovícico inferior, y que en la Hoja de Solana del Pino, termina en el Devónico inferior. Este ciclo representa una importante sedimentación en una plataforma siliciclástica, dando lugar a alternancias de tipo *multilayer*. Durante la sedimentación de las alternancias se producen variaciones del nivel del mar, que tienen su reflejo en la formación de diversos tramos de predominio ortocuarcítico, areníscoso o pizarroso, y que son fácilmente identificables y cartografiados. Esta plataforma del Paleozoico inferior ocupaba una gran extensión que comprendía prácticamente todo el sector meridional de la Zona Centroibérica, manifestándose hoy día en una gran homogeneidad de facies desde el NE de Extremadura al N de Jaén. Tan solo variaciones en el espesor de los tramos litoestratigráficos diferenciables y peculiaridades locales de cada uno de ellos, son las diferencias que se pueden establecer en las diferentes áreas de este contexto regional. Otro de los aspectos que más varía es la extensión de la laguna sedimentaria que puede aparecer en el Ordovícico superior haciendo desaparecer en amplias zonas de la ZCI la caliza urbana y niveles adyacentes (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* 1990).

El hiperciclo sedimentario del Paleozoico inferior se caracteriza en la Hoja de Solana del Pino por presentar un Ordovícico muy desarrollado, por una escasa representación del Silúrico, y por simples retazos de rocas devónicas.

Las rocas de este hiperciclo sedimentario son las que ocupan una mayor extensión de afloramiento en el mapa, hallándose en toda la parte central y centro-meridional. Forman parte del sinclinal de Solana del Pino y del anticlinal de Sierra Madrona. En la esquina NE del mapa aparecen rocas del Ordovícico inferior, comprendiendo un pequeño sector del flanco sur del sinclinal de Puertollano.

La diferenciación de tramos de la sucesión paleozoica reconocida ha estado fundamentada en la establecida por PALERO (1992) para el sinclinal de Solana del Pino, basada en los afloramientos del núcleo de la presente Hoja. Esta sucesión es en buena parte equivalente a la descrita en la sierra de La Carolina y Despeñaperros (HENKE, 1926; TAMAIN, 1967 y 1972; BUTENWEG, 1968; y ALÍA MEDINA *et al.*, 1971), así como a la establecida en el sinclinal de Almadén por ALMELA, *et al.* (1962), SAUPÉ (1971 y 1973) y GARCÍA SANSEGUNDO *et al.* (1987). Aunque en su fundamento la sucesión establecida por Palero no difiere significativamente de las otras, en ella se agrupan ciertos tramos de desigual desarrollo, intentando establecer conjuntos lito-lógicos más homogéneos a escala regional y que quedan delimitados por ciertos niveles guía con comprobada continuidad lateral. En base a esto, las unidades litoestratigráficas establecidas para la Hoja de Solana del Pino son las siguientes:

- Formación de Base, de edad Tremadociense-Arenigiense inferior.
- Cuarcita Armoricana, de edad Arenigiense.
- Capas Pochico, de edad Arenigiense superior-Oretaniense inferior.
- Pizarras del Río, cuya edad es Oretaniense.
- Alternancias de Canteras, del Dobrotiviense.
- Cuarcitas Botella atribuible al Dobrotiviense superior-Berouniense basal.
- Bancos Mixtos, que comienza en el Berouniense y termina en el único episodio carbonatado reconocido de la sucesión paleozoica y cuya edad es Kralodvoríense.
- Pizarras Chavera, de edad Hirnantiente.
- Cuarcita del Criadero, del Llandoveriense.
- Alternancias Vulcanosedimentarias, de edad Llandoveriense medio a Lochkoviense (Gedinense ant.).
- Cuarcita de Base, de probable edad Praguiense (Siegeniense ant.).

El uso de estas unidades a efectos cartográficos y descriptivos se hace considerándolas prácticamente como formaciones litoestratigráficas, aunque hay que dejar claro que en todos los casos se trata de términos informales.

Estas unidades son fácilmente correlacionables entre los distintos sinclinales de la región, lo que ha facilitado sobre todo las atribuciones de edades en la Hoja de Solana del Pino, pues los afloramientos reconocidos no han aportado una cantidad significativa de fósiles.

2.2.1. Areniscas, ortocuarcitas y conglomerados oligomíticos (8). Formación de Base.

Tremadoc?-Arenig

El Ordovícico de la Hoja de Solana del Pino comienza con una unidad clástica, que se apoya en discordancia sobre las rocas anteordovícicas de los núcleos anticlinales. Esta unidad ha sido denominada como "Formación de Base", término tomado de TAMAIN (1967 y 1972), y está integrada esencialmente por un conjunto alternante, formado por ortocuarcitas, pizarras arenosas y cuarzoarenitas microconglomeráticas. Esta unidad fue definida por primera vez por BOUYX (1970) en la vecina Hoja de Mestanza (836), y comprende dos tramos que el autor francés denominó "*Série détritique de base*" y "*Niveau rouge*". Estos dos tramos son a *grosso modo* reconocibles en la Hoja, si bien su naturaleza y espesores sufren notables variaciones de unos a otros puntos. Dentro de la serie detrítica de base, Bouyx distinguió un conglomerado basal, situado exactamente en el muro de la unidad litológica, que aparece solamente en un pequeño afloramiento de la carretera de El Hoyo, en el paraje de El Chorrillo, y en un punto cercano al grupo de casas de Las Tiñasas.

Esta unidad litoestratigráfica, se halla en las laderas de las sierras que delimitan los valles de Alcudia y Valmayor, razón por la cual, presentan generalmente malos y discontinuos afloramientos debido a los recubrimientos. Resulta difícil destacar algún afloramiento representativo, y el reconocimiento de la unidad se ha realizado en base a diversas observaciones puntuales. A este respecto, conviene solamente señalar que el afloramiento de Las Tiñasas fue ya descrito por BOUYX (1970).

En el valle de Alcudia, en los escasos afloramientos de la Sierra Morena, parece reconocerse la serie tipo de Bouyx, aunque con espesores reducidos. El conglomerado basal no tiene más de 5 m y, en conjunto, la Serie detrítica de base alcanza escasamente los 30 m. El Nivel rojo está representado por areniscas pizarrosas con menos de 50 m de potencia. En total el espesor de la Formación de Base no debe superar los 75 m. Hacia el este del paraje de El Chorrillo, esta unidad parece aumentar de potencia, hecho que ya es claro en la vecina Hoja de Santa Elena (862). El conglomerado basal parece estar ausente y aumenta en importancia la Serie detrítica de base respecto al Nivel rojo, que tiene muy poca representación. Predominan ampliamente las areniscas cuarcíticas microconglomeráticas sobre otras litologías. En la esquina NE del mapa presenta un espesor mucho mayor, unos 350 m, que sigue aumentando hacia el este. En esta parte la unidad parece ser más homogénea, siendo esencialmente areniscosa y faltando como tal el Nivel rojo, bien por condiciones de afloramiento, o bien porque realmente no está presente.

En el valle de Valmayor se reconocen unos 250 m de alternancias de paquetes decimétricos de ortocuarcitas conglomeráticas, areniscas microconglomeráticas y areniscas, presentando como peculiaridad un marcado carácter arcónico. De nuevo parece faltar el Nivel rojo como tal.

Las significativas variaciones de potencia de esta unidad litoestratigráfica fueron ya destacadas por BOUYX (1970), quien en un corte norte-sur señalaba un máximo de potencia del Nivel rojo, y en conjunto de toda la unidad, en la Sierra de Mestanza, para disminuir de nuevo hacia el sur en Las Tiñasas. Continuando el corte del autor francés, hacia el sur, en el valle de Valmayor aumenta de nuevo el espesor, alcanzándose unos 250 m debido al fuerte engrosamiento de la serie detrítica inferior. Este hecho está extendido a toda la Sierra Madrona (PALERO *et al.*, 2008). Sin embargo, estas variaciones de potencia no parecen quedar limitadas en sentido N-S,

como demuestra las variaciones claras en sentido este, reconocidas en la presente Hoja, fenómeno también apreciable en los mapas vecinos.

El medio de sedimentación de la Formación de Base, puede suponerse como el de una llanura mareal, al menos para una buena parte de la unidad, en especial para las alternancias con paquetes arenosos. Sin embargo, los cambios bruscos de litología y de espesor no quedan muy bien entendidos. Para explicar los cambios de espesor, BOUYX (1970) suponía la existencia de un paleorrelieve que era inicialmente llenado por el conglomerado basal. Esta interpretación es lógica, si existiera una correspondencia entre presencia de los conglomerados de la base con las zonas de aumento de espesor, hecho que no se produce. Por el contrario, las zonas de mayor potencia, Valmayor y Oreganal, coincide con una serie donde están ausentes los conglomerados.

Por todo ello, se puede suponer una llanura mareal producida por el comienzo de una transgresión. Las zonas más proximales tendrían los aportes de materiales más gruesos, mientras que las más distales los más finos. La compartimentación de la cuenca en zonas con diferente subsidencia, sería la responsable de las variaciones bruscas de espesor. Esta compartimentación se produciría por la actividad de fallas durante la sedimentación, hecho que resulta evidente en puntos de la vecina Hoja de Mestanza (836), donde se produce un claro cambio litológico y de espesor a un lado y otro de una gran falla, la cual afecta con claridad a los materiales precámbricos, y que apenas tiene manifestación en los paleozoicos. Las zonas de escasa subsidencia, pero con proximidad a la zona de aportes, darían lugar a la formación de la serie tipo de BOUYX (*op. cit.*) con poco espesor, como la de la Sierra Morena (Las Tiñas-El Chorrillo). Por el contrario, las zonas de gran subsidencia y alejadas de la zona de aportes, daría lugar a áreas de gran espesor de sedimentos con escasa o nula participación conglomerática, como serían los casos de Valmayor y del Oreganal. Los movimientos de estas fallas no debieron ser bruscos, puesto que no se han encontrado depósitos de alta energía y poca clasificación, en relación con las zonas de cambios de espesor o de facies.

En cuanto a la edad de esta unidad, BOUYX (1970) cita la presencia de *Lingulella* sp. en Hinojosas de Calatrava (Hoja de Mestanza (836)), y TAMAIN (1972) encuentra en el Cerro Castellar, cerca del punto anterior, restos de fósiles comparables a *Harlania*, lo que permite atribuir a la "Formación de Base" una edad Tremadociense. MOLINA CÁMARA y FERNÁNDEZ CARRASCO (1987) citan la presencia de *Ectenoglossa cf. lesueri*, *Cruziana furcifera* y *skolithus* sp., en la Hoja de Valdemanco del Esteras (782), por lo que atribuyen una edad Arenigense para la mayor parte de la unidad, incluyendo sólo la parte basal en el Tremadociense.

2.2.2. Ortocuarcitas y areniscas (9). Cuarcita Armoricana. Arenig medio

Sobre la Formación de Base aparece una potente alternancia de gruesos paquetes de ortocuarcitas blancas, que por su gran competencia, da lugar a los relieves más importantes, no sólo de la Hoja de Solana del Pino, sino de toda la región. Aflora ampliamente en la Sierra Morena, Sierra Madrona y Sierra Quintana. Dentro del ámbito de la Hoja se encuentran excelentes afloramientos entre los que merecen destacarse los siguientes:

- Corte de Los Pontones, en la entrada del río Jándula, en el sinclinal de Solana del Pino.
En este corte se aprecia un corte completo de la parte media y superior de la unidad.

- Corte de la Hoz de Río Frío, que es un impresionante tajo que produce el río Jándula en el anticlinal de Sierra Madrona. Se puede apreciar un corte casi completo de la unidad, aunque los accesos son difíciles.
- Afloramientos de la carretera de Puertollano a Andújar, en la subida al puerto de Madrona. Aunque son afloramientos puntuales, se pueden apreciar buenas exposiciones de estructuras sedimentarias.

Aparte de estos afloramientos más destacables, existen otros de gran calidad en la Hoja, lo que ha permitido tener un buen conocimiento de la Cuarcita Armoricana.

Al igual que en el resto de la región, la Cuarcita Armoricana se puede subdividir en tres tramos, los cuales fueron ya distinguidos por BOUYX (1970) y TAMAIN (1972). En la Hoja de Solana del Pino la descripción de estos tramos es la siguiente:

- **Tramo inferior.** Está formado por una alternancia de paquetes decimétricos y métricos de ortocuarцитas blancas, con finas y escasas intercalaciones pizarrosas. En ocasiones se encuentra algún nivel con cierto carácter conglomerático en la base, pero siempre de poca importancia. Los paquetes cuarcíticos, presentan comúnmente formas de *sand-waves* e internamente tienen laminaciones paralelas y cruzadas de bajo ángulo. Se aprecian *skolithus* que cortan a la laminación sedimentaria. El espesor de este tramo es de unos 175 a 225 m.
- **Tramo intermedio.** Está formado por una alternancia de paquetes centímetros a decimétricos de ortocuarцитas, que contienen delgados niveles de pizarras grises. Como estructura sedimentaria es muy corriente encontrar estratificaciones cruzadas de bajo ángulo, que dan lugar a geometrías lenticulares y a frecuentes acuñamientos laterales de los paquetes cuarcíticos. Es muy característico en este tramo la presencia de abundantes icnofósiles, especialmente *Cruziana furcifera* y *Cruziana goldfussi*. El espesor de este tramo es de unos 50 a 75 m.
- **Tramo superior.** Está constituido por paquetes decimétricos y métricos de ortocuarцитas blanquecinas, con escasas intercalaciones pizarrosas. Los estratos cuarcíticos pueden alcanzar potencias enormes, incluso superiores a los 25 m, especialmente a techo del tramo. Como estructuras sedimentarias se reconocen estratificaciones cruzadas de bajo ángulo, producidas por *megaripples* y dunas submarinas (*sand-waves*). Los icnofósiles son escasos y sólo se reconocen bioturbaciones y algunos *skolithos*. El espesor de este tramo es de unos 200 a 250 m.

Desde el punto de vista petrográfico, las ortocuarцитas presentan un grado de madurez muy elevado, estando constituidas en un porcentaje muy alto por granos de cuarzo (más de 90%), con muy escasa matriz serícita y algunos minerales accesorios tales como circón, rutilo y turmalina. Al microscopio se observa un proceso importante de recristalización, apareciendo puntos triples entre los granos de cuarzo. Las pizarras intercaladas en el miembro superior son realmente areniscas finas muy ricas en micas, formadas por pequeños fragmentos de cuarzo y placas de moscovita. Tienen abundante matriz serícita y materia carbonosa.

En conjunto, la potencia de la Cuarcita Armoricana es considerable y se aprecia un ligero y progresivo aumento de espesor con sentido hacia el este. En total, el espesor de esta unidad en la Hoja se puede considerar que varía entre unos 425 m de Las Tiñasas y entorno a los 550 m en la Hoz de Río Frío.

El medio de sedimentación de la Cuarcita Armoricana es típicamente de llanura mareal, probablemente en zona inmediatamente por debajo del nivel del oleaje, tal y como muestra la escasez de *ripples*. El gran espesor y la gran potencia de los paquetes, especialmente a techo, indicaría una considerable subsidencia de la cuenca y una gran cantidad de aportes. La alta pureza de las ortocuarcitas indica que son sedimentos muy retrabajados, dando idea de un medio energético. Las intercalaciones arenoso-pizarrosas se pueden interpretar como momentos de cierto cambio de energía del medio, permitiendo la deposición de un porcentaje alto de fangos.

Respecto a la edad de la Cuarcita Armoricana, hay unanimidad en considerarla claramente como Arenigense, tal y como muestra la presencia de *cruzianas* y *skolithus* repartidos en toda la unidad.

2.2.3. Areniscas, pizarras y ortocuarcitas (10). Capas Pochico y Rocas volcánicas intermedias (11). Arenig superior

Sobre los últimos potentes niveles de ortocuarcitas de la Cuarcita Armoricana, se encuentra una alternancia muy regular de paquetes centí a decimétricos de ortocuarcitas, arenisca y pizarras arenosas. Esta alternancia se conoce a escala regional con el nombre de Capas Pochico, término establecido por TAMAÍN (1967) en El Centenillo (Jaén).

Esta unidad presenta gran extensión de afloramiento en la Hoja, encontrándose con gran continuidad a lo largo de la falda meridional de la Sierra Morena, en la Sierra del Herruzo, en los alrededores del pueblo de El Hoyo y en la Sierra Madrona. Se encuentran algunos afloramientos de gran calidad entre los que se pueden destacar los siguientes:

- En el paraje de Los Pontones, en continuidad con el afloramiento descrito para la Cuarcita Armoricana, en donde se puede encontrar un corte completo de la unidad.
- En el río Robledillo, aguas arriba desde cerca de su desembocadura al río Jándula. En este corte se puede apreciar casi completa la unidad, faltando solamente la parte más basal.
- Al sur de la población de El Hoyo, en la carretera de acceso al pueblo, donde en la trinchera se puede ver un buen corte de la parte alta de la unidad.
- En el puerto de Madrona, tanto en la subida como en la bajada, donde se pueden reconocer buenos cortes parciales de la unidad.

Litológicamente las Capas Pochico muestran una clara evolución en la vertical. De muro a techo se observa que comienzan en una alternancia de paquetes centí y decimétricos de ortocuarcitas blancas o grises claras, con finas pasadas de pizarras negras. Estos paquetes presentan laminación cruzada producida por *ripples* de oscilación, así como localmente estratificación fláser. Cuando los paquetes alcanzan algunos decímetros, es frecuente observar geometrías de *sand-waves*.

Progresivamente hacia el techo, las ortocuarcitas van desapareciendo y dan lugar a una alternancia de cuarzoarenitas grises, areniscas micáceas pardas y niveles delgados de pizarras arenosas negras ricas en moscovita. Las areniscas suelen presentar laminación cruzada de bajo ángulo a gran escala, bioturbación y algunos *ripples* de oscilación. Al techo, la participación pizarroso se hace más importante, con paquetes de espesores similares a los de las areniscas, dentro de los cuales se reconocen laminaciones paralelas normalmente trastocadas por bioturbación.

En la carretera de Puertollano a Andújar, en una trinchera junto a la garganta de los Pesebres, aparece un paquete ortocuarcítico de unos 5 m de espesor intercalado entre las normales alternancias. Este potente paquete presenta un contacto de muro mecanizado, lo cual no impide colocarle en la parte media de las Capas Pochico. La naturaleza tectónica del contacto se debe al proceso de plegamiento en la zona, que en las alternancias es por un flexo-deslizamiento entre capas. Cuando un paquete competente es más potente de lo normal en la alternancia, este tiende a asimilar el deslizamiento de un tramo de la alternancia, resultado de lo cual es una tectonización considerable normalmente del contacto de muro.

En el estudio petrográfico se puede apreciar que las ortocuarcitas son similares a las que forman los grandes bancos de la Cuarcita Armoricana, aunque con algo más de matriz sericítica y más elementos accesorios, en especial circón. Las areniscas tienen mayor proporción de matriz, llegando ésta a superar el 20%. Los cantos son de cuarzo y moscovita, angulosos los primeros y en forma de pequeñas plaquitas los segundos, estando las micas orientadas en dos direcciones correspondientes a los planos S_0 y S_1 . Las pizarras tienen una composición igual a la de las areniscas pero grano muy fino, la matriz es más abundante y contiene mayor cantidad de materia carbonosa.

Intercalados en las alternancias aparecen varios niveles centimétricos de conglomerados sílico-fosfatados. Estas rocas han sido encontradas y citadas en los siguientes puntos (DELGADO, 1987; PALERO, 1991):

- En el paraje de Los Pontones, junto a un antiguo camino que va paralelo a la orilla del río Jándula.
- En un socavón de la mina Los Diegos, también en el mismo paraje.
- En la carretera de El Hoyo, unos 500 m antes del cruce del camino del antiguo lavadero de mineral de las minas de Los Pontones.
- En la garganta de Valhondo.
- En el río Robledo, cerca de la Casa del Motor.
- En el cortijo de las Navas, ángulo NO de la Hoja.

La presencia de este tipo de rocas fue ya citada por TAMAIN (1972), quien describió uno de estos paquetes en la parte media de las Capas Pochico, considerándolo como un nivel guía que llamó "*lumachelle bleue*". DELGADO (1987) y DELGADO *et al.* (1988) describieron algunos de los afloramientos citados, presentando alguno de ellos semejantes características y una posición estratigráfica similar a la citada por Tamain. Estos autores consideraron a estas rocas como una

roca biodetritica, formada por pequeños fragmentos de conchas de braquiópodos de naturaleza fosfatada, fragmentos angulosos de cuarzo, oolitos fosfáticos y pirita. En los citados trabajos se describió también un nivel oolítico fosfatado formado mayoritariamente por nódulos fosfáticos y pirita framboidal, con algo de cuarzo, clorita, cantos rodados de lutitas y escasos fragmentos de braquiópodos. En vista de que estos dos tipos de rocas fosfatadas eran composicionalmente muy similares, variando sólo la proporción de los elementos que los constituyan, estos autores admitieron un origen común para ambos tipos litológicos, los cuales se habrían formado durante un mismo proceso. Las variaciones litológicas serían consecuencia de la distinta evolución sedimentológica de cada uno de los niveles. Más tarde, PALERO (1991) encontró varios afloramientos de rocas fosfatadas en diversas posiciones dentro de la unidad, comprobando que estos paquetes no estaban limitados a un solo nivel, sino que aparecían repartidos por toda la parte media y superior de las Capas Pochico.

Los paquetes de rocas fosfatadas presentan siempre poco espesor (entre 5 y 25 cm), y poca continuidad lateral. Excepción a esta regla es el afloramiento de la Casa de Valhondo, al SO del mapa, donde se ve aflorar cerca del techo de las Capas Pochico un paquete de más de 1 m de potencia. Desgraciadamente, en este afloramiento no se puede comprobar su continuidad lateral ya que rápidamente se ve tapado por suelos. Contrariamente a la escasa extensión lateral de cada paquete, parece ser que su presencia tiene cierta extensión regional, habiéndose encontrado en todo el sinclinal de Solana del Pino, así como en las zonas de los alrededores (TAMAIN, 1972; PALERO, 1992; PALERO *et al.*, 2008).

De acuerdo a lo expresado por DELGADO *et al.* (1988) sobre un origen común para todos estos niveles, se ha encontrado una variabilidad completa de litologías desde rocas conglomeráticas con abundante participación de elementos no fosfáticos, incluso careciendo prácticamente de ellos, a rocas formadas exclusivamente por nódulos de fosfato y pirita framboidales, y a otras constituidas mayoritariamente por restos biodetriticos.

La geometría lenticular de estos paquetes, unido al permanente carácter conglomerático, muestran que son removilizaciones del sedimento en ciertos canales erosivos dentro de la llanura marreal, donde son lavados los sedimentos finos y concentrados los pesados tales como ilmenita, circón y rutilo. El fosfato aparece de dos formas: bien como oolitos o formas sub-redondeadas, o bien como fragmentos de conchas de lingúlidos. Por todo ello, se puede pensar que en ciertos momentos y en ciertas zonas de las Capas Pochico tuvo lugar una deposición de lodos de fosfatos y de pirita, los cuales fueron movilizados después por la acción de corrientes y acumulados y lavados en pequeños canales o zonas favorables. Esto se realiza en condiciones reductoras, en las que son estables los fosfatos y el sulfuro. El otro aporte, es decir, el de las conchas de lingúlidos, se debe también a un transporte tal y como lo demuestra el hecho de encontrarse todos los fragmentos rotos en mayor o menor medida.

Otra peculiaridad de las Capas Pochico en la Hoja de Solana del Pino es la presencia de un nivel volcanoclastico (11) situado justamente al techo de la unidad. Efectivamente, en toda la parte central del sinclinal de Solana del Pino aparece en el tránsito entre las Capas Pochico y las Pizarras del Río un importante nivel tobáceo de bastante continuidad en la Hoja. Se trata de tobas bien estratificadas constituidas por fragmentos de rocas volcánicas de composición intermedia y sin participación de elementos detríticos. Este tramo se depositó cuando las condiciones

de sedimentación de las Capas Pochico comenzaron a cambiar, de forma que a muro se encuentran rocas areniscosas y a techo las pizarras negras de la formación suprayacente.

El nivel volcánico tiene buena continuidad, encontrándose afloramientos en todo el flanco norte del sinclinal de Solana, tanto a poniente como a levante del citado pueblo así como en parte del flanco sur. La potencia total del tramo oscila entre 5 y 35 m, localizándose un buen corte en la carretera de Puertollano a Andújar, en el inicio de la subida al puerto de Madrona. Este excelente afloramiento fue descrito por ARBIN *et al.* (1978), quienes le denominaron como "*Formation d'Enevrio*" (mala traducción al francés del arroyo del Enebrillo, junto al que se halla el afloramiento). Extrañamente estos autores consideraron a estas rocas como de edad Ordovícico superior en base a la presencia de *Drabovia praedux*. Debido a su clara situación entre alternancias de las Capas Pochico y las pizarras negras de las Pizarras del Río, limitaban las rocas volcánicas entre fallas. Curiosamente describen a los restos del braquiópodo como anámalos para el macizo Ibérico. En base a los trabajos cartográficos de PALERO (1991 y 1993), así como en el desarrollo de la presente cartografía, se ha podido comprobar la extensión del nivel en una amplia área del sinclinal, encontrándose siempre en la misma situación estratigráfica, permitiendo asegurar de forma inequívoca que su edad es Llanvirniense (Oretaniense inferior).

Fuera de la Hoja de Solana del Pino el tramo volcánico ha sido localizado al SE de Peña Escrita y en el paraje del Escorialejo en la Hoja 860, Fuencaliente (PALERO *et al.*, 2008).

Litológicamente el tramo volcánico es muy homogéneo, estando formado por secuencias rítmicas de rocas piroclásticas de color gris, y con estratificación granodecreciente o con doble granoclasicación. Cuando están alterados por la meteorización tienen un color pardo-rojizo que resalta entre los restantes tonos del paisaje. Rompiendo la homogeneidad litológica y a unos 2 km al oeste de Solana del Pino, aparecen entre las tobas algunos niveles de una roca compacta con vacuolas, de composición muy semejante a las piroclásticas anteriores.

En conclusión, se puede decir que al techo de las Capas Pochico aparece un vulcanismo de tipo intermedio, restringido esencialmente a la zona de Solana del Pino, que se manifiesta principalmente por depósitos de tobas. Por contra, no ha sido localizado el nivel cinerítico citado por TAMAIN (1972) en la parte intermedia de la unidad.

Respecto al medio de sedimentación, las Capas Pochico constituyen una transición progresiva desde un medio de llanura mareal somera a condiciones de sedimentación más profundas. Respecto a la Cuarcita Armoricana, la base de los Capas Pochico supone una ligera somerización de la plataforma a niveles claramente afectados por el oleaje, como demuestra la presencia de frecuentes trenes de *ripples* de oscilación en la base de la unidad. Hacia arriba los *ripples* van desapareciendo, quedando solamente estructuras típicas de llanura submareal con una participación cada vez mayor de los sedimentos finos, más abundantes cuanto más a techo. Con esta disposición DELGADO (1987) interpreta esta unidad como un claro ejemplo de las series heterolíticas de SWIFF (1976), con una evolución progresiva de muro a techo de facies arenosas dominantes a otras de predominio lutítico. Esta evolución es evidente y constante en toda la Hoja de Solana del Pino e indica claramente una profundización generalizada de la cuenca.

En cuanto a la edad de las Capas Pochico hay que decir que los restos fósiles encontrados son esencialmente pistas, presentes sobre todo en la base de la unidad, y restos de *Lingúlidos* fos-

fatizados. En la base de la unidad se encuentran numerosos ejemplos de *Cruziana goldfussi*, *Rouaultia rouaulti*, *Rhisophycus* sp., etc. (TAMAIN, 1972; GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987; AMOR y ORTEGA, 1987; PALERO, 1986 y 1991). Estas pistas permiten datar la base de las Capas Pochico como Arenigiense, pero es muy probable que el techo sea ya Oretaniense. Los restos de Lingúlidos, presentes sobre todo en la parte intermedia y superior, han sido considerados por EMIG y GUTIÉRREZ-MARCO (1997) como propios del límite Arenigiense-Llanvirniense (Arenigiense-Oretaniense).

Por otra parte, en el afloramiento del cerro Golondrinas - Minas de la Nazarena, durante los trabajos de revisión de la Hoja de Aldeaquemada (863) para la realización del mapa Geológico a escala 1:200.000 de Linares (MARTÍN PARRA *et al.*, 2015), se encontró una lumaquia de bivalvos en cuarcitas grises de grano fino, en la que también aparecen lingulidos y pistas, que determinadas por Gutiérrez-Marco han aportado las siguientes especies: *Cardiolaria oehlerti* y *Modiolopsis* (Bivalvos), *Echtenoglossa leseuri* (Lingulado) y *Daedalus*, *Skolithos*, *Diplocratherium* y *Bergaueria* (Icnofósiles), características de la Fm Capas de 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 graptoítos (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1995) permiten atribuir actualmente el conjunto de la unidad básicamente al Arenig superior.

El espesor de las Capas Pochico se puede estimar en unos 175 a 200 m, mostrando al igual que la Cuarcita Armorcana, un ligero engrosamiento con sentido E.

2.2.4. Pizarras ampelíticas y areniscas (12). Pizarras del Río. Arenig superior-Dobrotiviense

En tránsito gradual, pero rápido, las Capas Pochico pierden los paquetes arenosos y pasan a una potente unidad de pizarras arenosas y pizarras negras denominada por TAMAIN (1967, 1972) Pizarras del Río. Son equivalentes a las "Pizarras de Calymene Inferiores" de Almadén (GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987; AMOR y ORTEGA, 1987; ORTEGA y SÁNCHEZ VIZCAÍNO, 1987).

Presentan normalmente regulares afloramientos en el ámbito de la Hoja, al situarse en las partes bajas de los valles que están normalmente recubiertas por derrubios y suelos. No obstante, se pueden encontrar buenos afloramientos a lo largo del río Jándula y del arroyo Chupón. También hay afloramientos interesantes en la carretera de Puertollano a Andújar, y en el río Robledillo.

La litología dominante de las Pizarras del Río son las pizarras negras arenosas ricas en materia carbonosa y moscovita. Normalmente presentan un aspecto masivo, con planos de esquistosidad bien marcados que se muestran como la foliación dominante de la roca. En los pocos afloramientos de calidad se aprecia laminación paralela muy fina, frecuentemente bioturbada. Aparte de las pizarras arenosas también se encuentran pizarras grafíticas finas masivas y paquetes centimétricos o decímetrnicos de areniscas finas de color gris o pardo, que casi siempre tienen laminación de bajo ángulo y formas de sand-waves. En algunos puntos se han encontrado nódulos arenoso-ferruginosos, por ejemplo en el arroyo Chupón, y algunas niveles de lumaquias de restos braquiopodos con cemento ferruginoso y carbonatado, como las existentes en el río Jándula, al sur del puente Mercedes.

Al microscopio las pizarras están formadas por pequeñas placas de moscovita y fragmentos angulosos de cuarzo, todos ellos envueltos en una abundante matriz serícita, materia orgánica y óxidos de hierro. Ocasionalmente contienen también cloritas de neoformación. Como minerales accesorios se distinguen hematites, rutilo y circón. Las areniscas son muy similares a las de las Capas Pochico, apreciándose como única diferencia una cierta cantidad de cemento carbonatado, que no ha sido visto en las areniscas de la unidad infrayacente.

El medio de sedimentación de las Pizarras del Río, es claramente de plataforma profunda con condiciones fuertemente reductoras, suponiendo el máximo de la transgresión ordovícica. Esta profundización de la plataforma se produce de forma gradual y progresiva en el tiempo, con un aporte creciente de los elementos finos y la consecuente disminución de los arenosos. Por ello, se puede observar la siguiente progresión de muro a techo:

- Techo de las Capas Pochico: alternancia de areniscas con laminación cruzada y pizarras negras, con predominio de las primeras.
- Tránsito de las Capas Pochico a las Pizarras del Río: alternancia de pizarras negras con laminación paralela, con algunas intercalaciones de areniscas con laminación cruzada. Ocasionalmente se observa estratificación lenticular.
- Base de las Pizarras del Río: predominio absoluto de las pizarras negras.

Durante la sedimentación de las Pizarras del Río se producen algunas oscilaciones del medio, con somerizaciones puntuales, lo que se traduce en la aparición de ciertos tramos de areniscas en paquetes con formas de *sand-waves*. Estas oscilaciones se van haciendo cada vez más frecuentes hacia el techo.

Esta unidad contiene normalmente abundante fauna y en la Hoja de Solana del Pino han sido localizados varios puntos con fósiles. Han sido encontrados braquíópodos y trilobites junto al puente Mercedes en el río Jándula, y frente al molino de Río Frío en el río Robledillo. En base a los hallazgos de graptolitos, trilobites y braquíópodos descritos por varios autores (BOUYX y SAUPÉ, 1966; TAMAIN, 1972; HAMMANN, 1983; AMOR y ORTEGA, 1987; GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987; RÁBANO, 1989) se puede atribuir a esta unidad una edad básicamente Llanvirniense-Llandeiliense inferior (Oretaniense), si bien su base puede situarse todavía dentro del Arenig, como ha sido constatado al norte de Huertezuelas (en la vecina Hoja de Viso del Marqués (837)).

Por otro lado, los niveles más modernos, próximos al techo de la formación, contienen una asociación paleontológica de probable edad Dobrotiviense inferior (RÁBANO, 1990), como ha sido puesto de manifiesto durante la revisión cartográfica de la Hoja de Aldeaquemada (863), para la realización del Mapa Geológico 1:200.000 de Linares (MARTÍN PARRA *et al.*, 2015), donde una muestra tomada al E de Aldeaquemada estudiada por Gutiérrez-Marco, ha aporado *Colpocoryphe rouaulti* (Henry), de edad Oretaniense superior-Dobrotiviense (probable Dobrotiviense).

El espesor se puede estimar al menos en unos 350 a 400 m.

2.2.5. Ortocuarcitas, areniscas y pizarras (13). Alternancias de Canteras; Ortocuarcitas (14). Cuarcitas Botella. Dobrotiviense-Berouniense

Sobre las pizarras negras, Pizarras del Río, se encuentra una potente alternancia de areniscas silíceas y pizarras que culmina con un tramo ortocuarcítico muy característico. Este conjunto ha sido definido por PALERO (1992) como Formación Canteras, que comprende las unidades cartografiadas Alternancias de Canteras (13) y las Cuarcitas Botella (14). Las Alternancias de Canteras comprenden de muro a techo a la Cuarcita inferior, Esquistos Botella y buena parte de la “Cuarcita Botella” de TAMAIN (1972); o lo que es igual, a las “Alternancias Inferiores”, “Pizarras de Calymene Superiores” y “Alternancias de Canteras” de Almadén (ALMELA *et al.*, 1962; GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987). Las Cuarcitas Botella es equivalente al mismo tramo definido en la localidad minera, tramo de gran extensión y buena continuidad en la región. Sin embargo, en la Sierra de La Carolina no destacan dichas barras cuarcíticas entre una potente alternancia que TAMAIN (*op. cit.*) definió como las “Cuarcitas Botella”.

Ambas unidades afloran con amplitud en la Hoja, ocupando buena parte del núcleo del sincinal de Solana del Pino, en el cuarto SE del mapa, y una banda casi continua de afloramientos desde sierra Quintana hasta el río Jándula. Como afloramientos reseñables para las alternancias se pueden citar los cortes del arroyo del Nafresno y del Corchuelo, al SE y S de Solana del Pino; el de la carretera de Puertollano a Andújar a la altura del cortijo de Lagunillas; y el del río Jándula, al pie del cerro Ambroz. Para las Cuarcitas Botella hay buenos cortes junto al pueblo de Solana del Pino; y junto al cortijo de Lagunillas, en la carretera de Andújar.

Las Alternancias de Canteras comienzan por un tramo arenoso inferior que está formado por areniscas silíceas en paquetes de potencia decimétrica, las cuales alternan con finas capas de pizarras arenosas ricas en moscovita. Este tramo tiene una buena representación en la banda más meridional de afloramientos de esta unidad, donde mantiene una potencia de unos 75 a 100 m. Las areniscas son de grano medio y presentan colores pardo-grisáceos. Composicionalmente están formadas por granos angulosos de cuarzo y algunas plaquitas de moscovita, con matriz serícita y cemento silíceo y carbonatado. Como accesorios contienen abundante circón, algunas turmalinas y opacos. Las pizarras son grises oscuras y están formadas por pequeños granos de cuarzo y moscovita envueltos por abundante matriz serícita y materia carbonosa. La geometría de los bancos arenosos es lenticular, presentando estratificación cruzada de bajo ángulo que ocasiona acuñamientos laterales. También se reconocen localmente trenes de *ripples* de oscilación en la superficie de las capas arenosas.

Sobre el tramo arenoso inferior aparece un tramo arenoso pizarroso de 30 a 50 m. Igualmente se encuentra bien representado en la banda meridional de afloramientos, así como en la falda sur de Sierra Alcoba. Normalmente aflora mal por culpa de los derrubios de ladera y de la densa vegetación que se halla en esa zona. Presentan un contacto ligeramente neto sobre el tramo anterior y, aunque los afloramientos están muy meteorizados, se puede ver que está integrado por un conjunto homogéneo de pizarras arenosas negras con paquetes intercalados de areniscas. Composicionalmente las pizarras están formadas por pequeñísimos granos angulosos de cuarzo y mucha moscovita, todo ello envuelto por abundante matriz serícítico-carbonosa. Estas pizarras presentan un aspecto laminado, con finas pasadas arenosas que describen una grosera laminación paralela.

En tránsito gradual, pero rápido, el tramo arenoso pizarroso pasa a una alternancia de unos 250 m de espesor, que constituye el grueso de las Alternancias de Canteras. Afloran ampliamente en el cerro de Los Tontos, en la Sierra Alcoba y, en general, en todos los afloramientos descritos para la unidad. Presentan un aspecto similar al tramo arenoso inferior, estando formadas por areniscas de grano medio o fino y escasas pizarras arenosas. Las areniscas se disponen en bancos decimétricos y métricos, y litológicamente pueden ser consideradas como areniscas silíceas, areniscas micáceas y cuarzoareniscas, presentando estas últimas un cierto aspecto ortocuarcítico en los afloramientos. Los colores generalmente son grises claros y grises-pardos y, como peculiaridad, las cuarzoarenitas presentan tonalidades verdosas. Las pizarras arenosas son de color gris oscuro y aparecen como finas intercalaciones entre los bancos areniscosos, pudiendo ser consideradas litológicamente como areniscas muy finas ricas en moscovita. Petrográficamente todos estos términos litológicos presentan una composición muy similar, diferenciándose entre sí por variaciones del tamaño de grano y las proporciones entre detritíco/matríz/cemento. Como componentes mayoritarios se encuentran granos angulosos de cuarzo y placas de moscovita, y como accesorios se ven circones, turmalinas, rutilos y opacos. La matriz es serícita o cuarzo-serícita con materia carbonosa, y el cemento es silíceo y, en menor proporción, carbonatado. Como estructuras sedimentarias se reconocen principalmente geometrías lenticulares producidas por *sand-waves*, huellas de carga y *ripples* de oscilación. En secciones transversales se aprecian estratificaciones cruzadas de bajo ángulo.

Aunque a grandes rasgos se puede decir que hay una buena continuidad para los tres tramos de alternancias en el ámbito de la Hoja, hay que señalar que el tramo pizarroso conocido tradicionalmente como "Pizarras Botella" (TAMAIN, 1972) o "Pizarras de Calymene Superiores" (GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987) es aquí una alternancia arenolutítica. Normalmente el tramo se diferencia bien entre las dos alternancias arenosas propiamente dichas, pero en la parte NO del sinclinal de Solana del Pino, es aún más arenoso y resulta difícil de separar sobre el terreno, reconociéndose casi una alternancia continua desde los "Esquistos de Río" hasta la "Cuarcita de Canteras" (PALERO, 1991 y 1992). Afortunadamente, sobre los fotogramas aéreos los tres tramos se reconocen bastante bien, mucho mejor que sobre el terreno, lo que ayuda en la representación cartográfica. Por último, indica que en el corte del arroyo del Nafresno se ha encontrado entre alternancias la lumaquela que habitualmente aparece en las pizarras de la unidad, lo que viene a demostrar el cambio lateral de facies que se ha comentado.

Sobre la alternancia del tramo arenoso superior aparece un tramo ortocuarcítico que da lugar a resaltos y que constituye las Cuarcitas Botella. Se trata de un tramo muy característico formado por alternancia de ortocuarцитas y areniscas. Este nivel tiene una gran continuidad regional y representa un excelente nivel guía en la comarca. Las Cuarcitas Botella fueron denominadas como "Cuarcita de Canteras" por ALMELA *et al.* (1962) quienes la definieron en el sinclinal de Almadén. Esta unidad está formada por una alternancia de 40 a 50 m. de espesor de paquetes decimétricos y métricos de ortocuarcitas y cuarzoarenitas, separados por finos niveles de areniscas micáceas. Normalmente resaltan dos barras de cuarcitas dispuestas a muro y techo del tramo, las cuales sirven de referencias cartográficas. Curiosamente, en la banda meridional de afloramientos, la cuarcita tiene menos expresión morfológica, aunque el resalte topográfico se mantiene. Este hecho es más acentuado cuanto más hacia el este. Desde el punto de vista composicional, las ortocuarcitas son similares a las areniscas del nivel infrayacente, pero tienen escasa matriz serícita y una fuerte cementación silícea. La geometría de los paquetes que forman este tramo

es lenticular, producto de una estratificación cruzada de bajo ángulo. Son también relativamente frecuentes los *ripples* de oscilación, dando lugar a laminaciones cruzadas de bajo ángulo.

Respecto al medio de sedimentación, las Alternancias de Canteras suponen una clara somerización de la cuenca después del máximo transgresivo de los Pizarras del Río. Esta etapa regresiva culmina con las Cuarcitas Botella. Es de destacar que son escasos los sedimentos finos en relación a los arenosos, lo cual hace pensar en una época de importantes aportes de arenas durante el desarrollo de la regresión. Las estructuras sedimentarias, principalmente estratificación cruzada de bajo ángulo, *sand-waves* y *ripples* de oscilación, tienen un reparto relativamente homogéneo dentro de la unidad, lo que indica unas condiciones de sedimentación más o menos constantes y que se pueden interpretar como de llanura mareal. Las Cuarcitas Botella representa el máximo regresivo, originado por el aumento generalizado de los aportes arenosos o por un cese de la subsidencia de la cuenca. La presencia de huellas de desecación citadas por TAMAIN (1972) en El Centenillo, indicarían unas condiciones de llanura supramareal.

La edad de esta unidad, en base a datos de zonas vecinas, se puede establecer en Llandeiliense medio-Llandeiliense superior (Dobrotiviense). En el tramo arenoso inferior no se ha encontrado fauna en la cartografía realizada, pero en Sierra Morena Oriental han sido citados trilobites y braquiópodos por BUTENWEG (1968), POUPOUN (1971) y TAMAIN (1972) quienes le otorgan una edad Llandeiliense medio. El tramo arenoso pizarroso inferior aparece datado por MOLINA CÁMARA Y FERNÁNDEZ CARRASCO (1987), AMOR Y ORTEGA (1987), POUPOUN (1971), TAMAIN (1972) y HAMMANN (1983), quienes consideran una edad Llandeiliense medio-superior (Dobrotiviense).

Las Cuarcitas Botella es prácticamente azoica a nivel regional y puesto que la unidad suprayacente es ya del Caradociense (Berouniense), se ha venido considerando que ésta representa el límite Llandeiliense-Caradociense (Dobrotiviense-Berouniense).

Recientemente, MATAS *et al.* (2016) citan en la vecina Hoja de Santa Cruz de Mudela, 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 (MONTESERÍN *et al.*, 2016), la unidad ha proporcionado en su parte basal algunos conodontos dobrotivienses (SARMIENTO *et al.*, 1995).

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

El espesor total de esta unidad litoestratigráfica, incluyendo las Cuarcitas Botella, se puede estimar de 400 a 450 m.

2.2.6. Areniscas y pizarras (15). Bancos mixtos; Calizas (16). Caliza Urbana; Rocas volcánicas básicas (17). Berouniense-Kralodvoriense

Recibe esta denominación un conjunto de alternancias arenoso-pizarrosas (15) que termina a techo con el único episodio carbonatado del Paleozoico inferior de Sierra Morena. Este tramo

es conocido regionalmente como Caliza Urbana (16) (Henke, 1926) y constituye el nivel guía más seguro de la serie paleozoica. De forma local se ha encontrado un nivel volcánico de composición básica (17), situado inmediatamente encima de las calizas. El término Bancos Mixtos se debe a Tamain (1967 y 1972), pero no es exactamente equivalente a la unidad que aquí se describe. El autor francés distingue por encima de lo que sería equivalente a las Cuarcitas Boretta, una unidad que denomina Pizarras de Cantera. Esta unidad no es fácilmente diferenciable en la Hoja de Solana del Pino, por lo que se considera como parte integrante de los Bancos Mixtos.

Los afloramientos de esta unidad litoestratigráfica forman parte del sinclinal de Solana del Pino y del flanco meridional del anticlinal de Sierra Madrona. Aparecen principalmente en la parte noroccidental del mapa, y en la banda meridional de afloramientos del Ordovícico superior, desde sierra Quintana a Silladores. Los mejores puntos de observación se hallan en el río Jándula, en el arroyo Corchuelo, y en la carretera de Puertollano a Andújar, inmediatamente al sur de Lagunillas.

Litológicamente los Bancos Mixtos están constituidos por alternancias de paquetes centí y decimétricos de areniscas silíceas de grano medio y/o fino, areniscas micáceas finas, areniscas finas carbonosas y pizarras arenosas (lutitas). En la parte basal existe un predominio de los términos más finos, encontrándose un tramo de unos 15 m. de alternancias de estratos de no más de 10 cm. de areniscas finas y pizarras arenosas. Estos paquetes son de geometría bastante tabular y presentan laminaciones paralelas y cruzadas de bajo ángulo. Sobre este tramo aparece una alternancia bastante homogénea de alternancias de paquetes de 25 a 50 cm. de areniscas silíceas de color pardo o pardo-amarillento, separados por niveles más delgados de areniscas micáceas o también por las pizarras arenosas. Los paquetes de areniscas presentan geometrías lenticulares, con laminación cruzada de bajo ángulo a gran escala y algunos *ripples* en el techo.

La parte más alta de los Bancos Mixtos está formada por tramos lumaquélidos y carbonatados, la Caliza Urbana, la cual aparece de forma discontinua. Dentro de la Hoja de Solana del Pino el nivel carbonatado ha sido encontrado al SE de Solana del Pino en los arroyos del Postuero y del Nafresno; al sur del cortijo de Guijuelos, al SO del mismo pueblo; y junto a la casa de Navalhiguera, en la parte meridional de la Hoja. Los afloramientos son muy malos, al haber sido explotada la caliza para el beneficio de cal, reconociéndose su presencia más por las excavaciones realizadas que por la propia roca carbonatada.

Este nivel carbonatado está formado por paquetes decimétricos de calizas fosilíferas impuras de color gris, calcarenitas, pizarras margosas y algunas dolomías. Como estructuras sedimentarias sólo se han reconocido laminaciones paralelas groseras originadas por la alternancia de finos lechos de calcarenitas entre las calizas impuras. El espesor varía entre los 3 y 5 m., siendo el afloramiento más continuo el del arroyo de Nafresno.

Inmediatamente bajo la Caliza Urbana se hallan las lumaquelas, que presentan también una distribución irregular y guardan una aparente coincidencia espacial con las calizas. Están constituidas por areniscas con cemento carbonatado y calcarenitas con abundantes restos de conchas fósiles. Forman paquetes de espesor centímetro y decímetro donde se reconoce una gruesa laminación paralela.

Al sur de la población de Solana del Pino, en la zona central del sinclinal del mismo nombre, afloran aparentemente interestratificados algunos niveles de rocas básicas. El más importante de ellos ofrece buena continuidad a lo largo del arroyo del Postuero, desde la confluencia con el arroyo de Las Gargantas hasta la mina La Nava. Las rocas básicas afloran también de forma esporádica en otros puntos, entre los que destaca el del camino de la finca Ahulagas cerca del collado de Nablanca. Este nivel se puede situar con toda seguridad dentro de los Bancos Mixtos, donde aparece a unos 50 m por debajo del techo de la unidad-formación. El espesor que presenta es variable, oscilando entre 5 y 25 m. Otro afloramiento de interés es el del arroyo del Nafresno, donde se encuentran 3 niveles de poca potencia (entre 1 a 3 m). Por su posición, el más grueso de ellos debe corresponder con toda seguridad al que aflora en el arroyo del Postuero.

Las relaciones geométricas de estas rocas con los Bancos Mixtos son aparentemente de una total concordancia. No obstante, estudiando en detalle uno de los afloramientos del arroyo del Nafresno, se ha podido ver que la roca básica en el contacto de muro corta y engloba fragmentos de areniscas que, a su vez, parecen estar algo alterados. Por lo tanto, teniendo en cuenta el tipo de contacto y la naturaleza de las rocas parece más correcto pensar que se trata de sills de diabasas y no de coladas estratificadas propiamente dichas. Conviene reseñar que estas rocas están claramente deformadas, por lo que el emplazamiento tuvo lugar antes de la orogenia varisca.

Otro tipo de roca volcánica, muy distinta texturalmente a las diabasas, se encuentra al SE de los afloramientos citados junto al cortijo del Piruétano, en el collado de los Aljibillos y al sur del cortijo de Guijuelos. La posición estratigráfica de este nivel es justo a techo de los Bancos Mixtos y está formado por una roca alterada, de color pardo rojizo a ocre, que conserva la textura de una toba volcánica. Afortunadamente, en la escombrera de un socavón situado en el arroyo de Tiro de Barra aparecen numerosas muestras frescas de este nivel volcánico, el cual corresponde en profundidad a los afloramientos del collado de los Aljibillos.

En muestra de mano, la roca sin alterar se presenta como una toba formada por fragmentos de hasta 5 cm de rocas de grano muy fino, color verde oscuro y textura porfídica. La matriz está constituida por rocas verdes de grano muy fino y gran cantidad de calcita espática. En ocasiones se observan los fragmentos teñidos por óxidos de hierro.

No se han encontrado criterios claros que permitan afirmar la existencia de una posible relación entre las diabasas de los sills y estas tobas. No obstante, no resulta difícil admitir la existencia de una actividad volcánica de composición básica, que hubiera dado lugar por un lado a los sills y, por otro, a productos efusivos como las tobas. Respecto a la situación del nivel tobáceo en relación con la Caliza Urbana, ha podido verse en una antigua calera al sur del cortijo de Guijuelos que las tobas verdes se sitúan a techo de los paquetes carbonatados. La potencia reconocida en este punto y en el cortijo de Piruétano es de unos 10 m.

Petrográficamente, los términos litológicos detríticos que forman los Bancos Mixtos son muy similares a los descritos en las unidades infrayacentes. Como peculiaridad sólo se reconoce una mayor cantidad de cemento carbonatado, especialmente en las areniscas silíceas del techo. Las rocas carbonatadas de la Caliza Urbana se presentan como un agregado de cristales alotriomorfos

de calcita que contiene fragmentos angulosos de cuarzo y restos fósiles, principalmente conchas de braquiópodos y artejos de crinoides.

Respecto al medio de sedimentación, las estructuras reconocidas en los Bancos Mixtos no parecen indicar unas variaciones muy significativas del medio de sedimentación respecto a las Alternancias de Canteras. El cambio litológico puede corresponder a una variación del régimen sedimentario de la cuenca, debido quizás a la suave profundización de ésta, o a cambios en el aporte de arena a limos arenosos. Todo ello podría explicar las alternancias de tramos lutíticos y arenosos, especialmente en la parte inferior de la unidad. El conjunto presenta hacia el techo una clara somerización del medio sedimentario que culmina con la Caliza Urbana. Para FUGANTI y SERPAGLI (1968) estas rocas carbonatadas se forman en un medio muy somero, con algunos aportes arenosos y en condiciones fuertemente reductoras. HAFENRICHTER (1980) considera además que la sedimentación de las calizas se realiza en aguas frías a causa de una glaciaciación, la cual provocó una consecuente laguna estratigráfica. Posteriormente, SARMIENTO (1993) reafirma estas ideas y puntualiza que la fauna encontrada permite hablar de un medio sedimentario muy somero emplazado en latitudes altas. Esta conclusión supone el máximo de la regresión ordovícica, cerrando un ciclo completo transgresión-regresión que explicaría el repentino cambio en las condiciones de sedimentación de la unidad suprayacente.

Los Bancos Mixtos en la región están considerados como una unidad muy fosilífera. De acuerdo con las referencias de zonas próximas se puede atribuir una edad precisa para ella. En Sierra Morena Oriental, TAMAIN (1972) obtiene una edad Caradociense inferior para la parte más baja en base a restos de trinucleidos y braquiópodos. Las lumaquelas existentes a techo han sido datadas por numerosos autores como Caradociense superior (TAMAIN, 1972; LAURET, 1974; GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987; etc.), pero GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO (1987) han precisado que dichos paquetes terminales alcanzan el Ashgillense inferior. La "Caliza Urbana" se encuentra bien datada mediante conodontos por FUGANTI y SERPAGLI (1968) y SARMIENTO (1993); y por crinoides por TAMAIN (1972). En todos los casos se le atribuyen una edad Ashgillense inferior.

Así pues, este conjunto sería de edad Caradoc-Ashgill inferior (Berouniense-Kralodvoriense).

Para finalizar, la potencia que alcanzan los Bancos Mixtos se puede estimar en unos 300 m, que se supone constante para toda la Hoja.

2.2.7. Pizarras ampelíticas (18). Pizarras Chavera. Hirnantense

En contacto neto sobre los Bancos Mixtos se encuentra una unidad pizarrosa, Pizarras Chavera, denominada "Esquistos Chavera" por TAMAIN (1967 y 1972). Está presente en el núcleo del sinclinal de Solana del Pino y en flanco meridional del anticlinal de Sierra Madrona, presentando habitualmente malos afloramientos. Los mejores afloramientos se hallan en los arroyos de Tiro de Barra y del Postuero y en la carretera de Andújar al sur de Lagunillas.

La litología dominante de las Pizarras Chavera, son pizarras negras de grano muy fino, con tacto sedoso y bien esquistosadas, resultado de la diagénesis y posterior reorientación por aplastamiento de sedimentos limolíticos. Hacia el techo, las pizarras se vuelven algo arenosas y aparecen

algunas delgadas pasadas de areniscas finas. Como estructuras sedimentarias sólo contienen alguna laminación paralela muy fina y tenue, y en las pasadas arenosas del techo algunas laminaciones cruzadas de bajo ángulo. Son relativamente frecuentes las huellas de cubos dia-genéticos de pirita y los nódulos ferruginosos. El espesor de esta unidad se puede estimar en unos 75 m.

Respecto a la edad, las Pizarras Chavera han sido considerados tradicionalmente como el techo del Ordovícico. Sin embargo, HAFENRICHTER (1980) estableció mediante acritarcos una edad Ashgillense superior (Hirnantense) para una parte de la unidad, pero la parte más alta pertenece al Llandoveriense. Por ello, el depósito de estas pizarras se realiza después de una laguna sedimentaria durante el Ashgillense medio y el paso del Ordovícico al Silúrico se situaría dentro de esta unidad pizarrosa. Recientemente, el trabajo de GARCÍA PALACIOS *et al.* (1996) muestra una edad Ordovícico terminal (Hirnantense) para las Pizarras Chavera, pero el límite Ordovícico-Silúrico lo colocan en la unidad suprayacente Cuarcita del Criadero.

2.2.8. Ortocuarcita y pizarras arenosas (19). Cuarcita del Criadero. Hirnantense terminal-Llandoveriense medio

Sobre las Pizarras Chavera aparece un conjunto poco potente de ortocuarcitas denominado "Cuarcita del Criadero" (ALMELA *et al.*, 1962). Esta unidad tiene gran continuidad regional y es equivalente, por su posición en la serie, a las "Cuarcitas Superiores" de TAMAÍN (1967) y a la "Cuarcita Castellar" de HENKE (1926).

Los afloramientos de la Cuarcita del Criadero en la Hoja se hallan en el núcleo del sinclinal de Solana del Pino, en los parajes del Piruétano, Guijuelos y Cascarrillas; así como en el flanco meridional del anticlinal de Sierra Madrona, desde sierra Quintana al cerro Silladores. En el sinclinal de Solana del Pino aparece como retazos en los núcleos más internos de la macroestructura, dando lugar a buenos afloramientos. Sin embargo, es la banda meridional donde esta unidad ortocuarcítica tiene una mejor expresión, con gran continuidad de afloramiento que se ve solamente trastocada por fracturas. De hecho, el mejor afloramiento de la Hoja se encuentra en esta zona, y es el correspondiente a una pequeña cantera junto a la carretera de Puertollano a Andújar, inmediatamente al sur del collado de Hontanar.

La Cuarcita del Criadero está formada por una alternancia de paquetes de espesor variable de ortocuarcitas blancas o grises. A grandes rasgos se reconocen dos tramos de paquetes de espesor decimétrico a métrico, situados respectivamente en la base y en el techo de la unidad. Estos dos tramos están separados por otro de alternancias centimétricas a decimétricas. Los paquetes de los tramos de techo y muro tienen geometrías lenticulares, presentan un aspecto masivo o tienen estratificación cruzada a gran escala. Los paquetes más delgados, en especial los del tramo intermedio, presentan geometrías tabulares con laminaciones paralelas poco marcadas o cruzadas producidas estas últimas por *ripples* de oscilación. Intercalados entre los paquetes ortocuarcíticos se reconocen finos niveles de areniscas micáceas grises que ocasionalmente presentan laminaciones cruzadas. En el afloramiento de la cantera de la carretera de Andújar se ve a techo de la unidad un tramo de areniscas tableadas que contienen algunos restos fósiles.

El espesor de la Cuarcita del Criadero es variable, reconociéndose una notable diferencia entre los afloramientos del núcleo del sinclinal de Solana del Pino y los de la banda meridional de Sierra Madrona. En la primera zona el espesor de la unidad apenas alcanza los 10 m. y es corriente, además, que los afloramientos se hallen disgregados, separados en grandes bloques ortocuarcíticos aislados rodeados por pizarras ampelíticas. Este es un hecho muy acusado en los afloramientos de Guijuelos y Cascarrillas, y menos importante en el del Piruétano. Se interpreta como un fenómeno puramente tectónico, debido a un comportamiento de alta competencia ante la deformación de la Cuarcita del Criadero. Efectivamente, esta unidad se comporta como un cuerpo rígido que contrasta con la extremada plasticidad de las unidades infra y suprayacente que la rodean, las cuales están constituidas por pizarras negras y materiales vulcanoclásticos. A causa de ello, la diferencia de competencia entre los conjuntos litológicos es muy grande, mostrando la unidad cuarcítica un comportamiento tectónico característico en forma de laminaciones y “mega-budinamientos” en el seno de las rocas de baja competencia. Este fenómeno es más acusado cuanto más apretadas son las estructuras de plegamiento y cuanto más delgada sea la Cuarcita del Criadero, tal y como ocurre en el núcleo del sinclinal de Solana del Pino.

En la banda meridional de afloramientos, la Cuarcita del Criadero presenta potencias entre 30 y 60 m., aumentando progresivamente de oeste a este. Da lugar a un importante resalte topográfico, que en esta zona destaca más que el producido por la Cuarcita de Canteras. En la cantera de la carretera de Andújar el espesor es de unos 45 m, suponiendo el tramo intermedio más de la mitad de esa cantidad.

Respecto al medio de sedimentación, las estructuras sedimentarias reconocidas y la geometría de los paquetes indican con claridad una llanura mareal. Los tramos de muro y techo representarían momentos intramareales, inmediatamente por debajo de la zona afectada por el oleaje. El tramo intermedio indicaría un momento más somero, con claras señales de actividad del oleaje.

La Cuarcita del Criadero ha sido considerada tradicionalmente como azoica a escala regional. Sin embargo, recientemente han sido encontrados restos fósiles a techo de la unidad que han aportado una edad Aeroniense (Llandoveryense medio) (GUTIÉRREZ-MARCO y PINEDA, 1988; GARCÍA PALACIOS *et al.*, 1996), y en la misma línea apuntan los restos encontrados en la Hoja.

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 Hirnantiente del Ordovícico más alto.

De este modo, la Cuarcita del Criadero podría abarcar desde el Hirnantiente terminal al Llandovery inferior y medio (Rhuddaniense-Aeroniense).

2.2.9. Pizarras ampelíticas (20); Rocas piroclásticas (21). Alternancias vulcanosedimentarias. Llandovery superior-Wenlock

Recibe esta denominación un conjunto de materiales vulcanosedimentarios que contiene intercalaciones de pizarras grafitosas (GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987). Esta unidad comprende a los Esquistos con *Monograptus* de TAMAÍN (1972) y a las Pizarras de Techo de Almadén

(ALMELA *et al.*, 1962). En el ámbito de la Hoja, esta unidad se halla en el núcleo del sinclinal de Solana del Pino, en los parajes del Piruétano y Guijuelos; así como en el flanco meridional del anticlinal de Sierra Madrona, desde sierra Quintana al cerro Silladores. En el sinclinal de Solana del Pino aparece como retazos en los núcleos más internos de la macroestructura, presentando relativamente buenos afloramientos. Sin embargo, es la banda meridional donde esta unidad tiene una mayor continuidad, si bien sus afloramientos son muy malos y su límite superior es muchas veces impreciso.

Las litologías encontradas son muy diferentes en ambos grupos de afloramientos de la unidad. Así, mientras las rocas presentes en el núcleo del sinclinal de Solana del Pino son casi exclusivamente tobas volcánicas (21), en la banda meridional son solamente pizarras (20). No obstante, hay que indicar la mala calidad de afloramientos en esta última zona, normalmente recubiertos por suelos y derrubios, no siendo descartable la presencia de algunos niveles volcánicos intercalados. De hecho, en la prolongación hacia el oeste de esta banda en la Hoja de Fuencaliente (860), han sido citados algunos niveles de origen volcánico (PALERO *et al.*, 2008).

Los materiales volcánicos que integran las Alternancias Vulcanosedimentarias en el núcleo del sinclinal son principalmente tobas, que aparecen bien estratificadas en paquetes de espesores decimétricos. Presentan una intensa carbonatización, lo que facilita mucho su meteorización y dificulta su reconocimiento en el campo. En el afloramiento, las rocas volcánicas muestran tonos pardo-ocres debido a la alteración. En fractura fresca presentan colores grises, grises verdosos y grises azulados. Litológicamente corresponden a tobas constituidas por fragmentos de rocas volcánicas básicas, con tamaños de hasta 10 cm. En ocasiones contienen algunos trozos de lutitas, cuarcitas y rocas escoriáceas. Todos estos elementos aparecen envueltos en una matriz de cenizas y carbonatos. Como estructuras se reconocen granoselección negativa e imbricación de cantos. Las rocas volcánicas son muy difíciles de clasificar, debido principalmente a la intensa carbonatización que han sufrido, que ha borrado casi totalmente su naturaleza original. No obstante, por su aspecto y por la presencia de minerales de alteración de color verde, se puede suponer que originalmente se trataba de rocas básicas y ultrabásicas muy semejantes a las que se hallan en Almadén. Respecto a su espesor, las rocas volcánicas no alcanzan más de 100 m en los afloramientos reconocidos, pero se desconoce el espesor original al no encontrarse su techo.

En la banda meridional los afloramientos son de muy mala calidad por encontrarse muy meteorizadas las rocas y aparecer parcialmente cubiertas por coluviones y suelos. Se distribuyen de forma irregular sobre los crestones de la Cuarcita del Criadero y su límite de techo es muy impreciso, salvo cuando se encuentra un nivel cuarcítico correspondiente a la unidad suprayacente. Los afloramientos más representativos, dentro de la mala calidad general, son los del entorno de la carretera de Puertollano a Andújar y al pie del cerro Silladores, en el extremo SE del mapa. La litología dominante en estos afloramientos son las pizarras ampelíticas, con algunos delgados niveles areniscosos. Son normalmente rocas de grano muy fino, de tacto sedoso y muy ricas en materia orgánica. Apenas se reconocen estructuras sedimentarias en ellas, y a causa de la marcada esquistosidad que presentan resulta muy difícil distinguir incluso los planos de estratificación, con la excepción de los niveles arenosos. Normalmente tienen un elevado grado de meteorización, perdiendo su color negro y adquiriendo tonalidades versicolores, pardas, blanquecinas, grises, rojizas, etc. La alteración consiste en una acusada argilitización, tanto es así,

que puede llegar a hacer perder la textura original y transformar la roca en masas arcillosas. El espesor de estas Alternancias Vulcanosedimentarias es difícil de establecer por lo impreciso de su contacto con las rocas del Culm suprayacente, que muestran litologías muy semejantes. Cuando por debajo del Culm aparece la Cuarcita de Base devónica, entonces si se puede tener una idea del espesor, estimándose que éste no debe superar los 100 m.

Sobre la edad de las Alternancias Vulcanosedimentarias, las ampelitas que aparecen en zonas próximas han sido datadas como Llandoveryense medio-superior, lo cual es perfectamente asumible para las rocas volcánicas encontradas.

Por otra parte, durante la realización de la Hoja 1:200.000 de Linares, 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, braquíópodos, náutiloideos 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), sin descartarse que pueda alcanzar el Wenlock (Homeriense inferior).

En el cercano sinclinal de Almadén, las Alternancias Vulcanosedimentarias alcanzan el Gediniense (Lochkoviense) (PARDO y GARCÍA ALCALDE, 1984; GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987; MOLINA CÁMARA y FERNÁNDEZ CARRASCO, 1987), hecho que no debe descartarse en el sinclinal de Solana del Pino.

2.2.10. Ortocuarcitas (22). Cuarcita de Base. Lochkoviense sup.-Praguiense

Sobre las Alternancias Vulcanosedimentarias aparece en el flanco meridional del anticlinal de Sierra Madrona una unidad ortocuarcítica que se ha considerado equivalente a la Cuarcita de Base del sinclinal de Almadén (ALMELA *et al.*, 1962; PARDO y GARCÍA ALCALDE, 1984; GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987). Los afloramientos de la Cuarcita de Base aparecen de forma discontinua, mostrando una distribución irregular en la Hoja y variaciones notables de espesor, debido probablemente a la acción del accidente extensional denominado Falla de Puente Géname-Castelo de Vide (MARTÍN PARRA *et al.*, 2006) que será descrito más adelante. Ha sido localizada al oeste de la carretera de Puertollano a Andújar, junto a las casas de Navalahiguera, en la ladera meridional del cerro de Las Brañas y en el camino del Contadero. Normalmente la calidad de los afloramientos es mala al aparecer frecuentemente cubiertos por derrubios de ladera y por restos de rañas, reconociéndose sólo crestones cuarcíticos aislados.

Desde el punto de vista sedimentológico, se aprecia que los paquetes ortocuarcíticos tienen una clara geometría lentejonar, desapareciendo lateralmente. En secciones transversales, estos

niveles presentan estratificación cruzada de bajo ángulo, la cual origina frecuentes acuñamientos y variaciones de espesor en cada paquete, cuya potencia no suele superar el metro. Entre las ortocuarцитas se han visto algunas areniscas silíceas ricas en moscovita, que aparecen en bancos de espesor centí o decimétrico.

La Cuarcita de Base está datada en el sinclinal de Guadalméz por PARDO (1983) y PARDO y GARCÍA ALCALDE (1984) como Siegeniense-Emsiense. En el ámbito de la Hoja de Solana del Pino no han sido localizados restos fósiles y, debido a su escasa potencia y la acción del accidente extensional referido, no se puede precisar su edad.

El espesor de la unidad se puede establecer entre 0 y 25 m.

2.3. CARBONÍFERO INFERIOR: FACIES CULM

2.3.1. Pizarras, areniscas y conglomerados polimíticos (23). Culm de Los Pedroches. Viseense-Serpukhoviense

En la parte más meridional de la Hoja de Solana del Pino aparece un monótono conjunto esencialmente pizarroso que corresponde a una parte del denominado Culm de los Pedroches. Se puede definir como una potente serie de facies flysch formada por pizarras negras, areniscas, grauvacas y conglomerados polimíticos. Aunque aparece en algún lugar recubierto por rañas, por lo general muestra buenos afloramientos. Entre ellos se pueden destacar los del río Valmayor, los de la carretera de Puertollano a Andújar y los del arroyo de los Peces.

Los materiales del Culm se apoyan indistintamente sobre la Cuarcita de Base y sobre las Alternancias Vulcanosedimentarias, hecho reconocido en toda la región y que plantea un serio problema en cuanto a la naturaleza del contacto. En la Hoja de Solana del Pino se observan amplias zonas donde las rocas devónicas faltan, y aunque el Culm no parece situarse directamente sobre la Cuarcita del Criadero como ocurre en la vecina Hoja de Fuencaliente (860) (PALERO *et al.*, 2008), en la carretera de Andújar se halla a poco más de 20 m del techo de la unidad silúrica. Un hecho innegable es un importante lapso de sedimentación entre los materiales del Devónico inferior y del Carbonífero, que está reflejando una clara inconformidad. En las Hojas de Santisteban del Puerto (885) y La Carolina (884), en lo que sería la prolongación oriental de este contacto, KETTEL (1967), CASTELLÓ y ORVIZ (1976) y ORVIZ *et al.* (1976) lo consideraron como discordancia erosiva. En las Hojas del oeste, Fuencaliente (860), San Benito (834), Hinojosa del Duque (833) (PALERO *et al.*, 2008; MIRA *et al.*, 1987; RODRÍGUEZ PEVIDA *et al.*, 1990), lo describieron simplemente como discordante, pero muy próximo a él situaron una gran falla inversa, la cual montaría el conjunto Paleozoico inferior sobre el Culm. Pese a que dicha falla no es visible en ningún punto, esos autores llegaron a dicha conclusión al observar que tanto la polaridad estructural como la sedimentaria del Culm son casi siempre hacia el norte, la cual choca con la del Paleozoico inferior que es hacia el sur. Por lo tanto, la parte más alta de la serie carbonífera es la que estaría casi en contacto con el Devónico y no el muro como sería lo lógico si ambos conjuntos aparecieran en continuidad.

En la Hoja de Solana del Pino, la zona de contacto del Culm suele presentar pésimos afloramientos, pero a juzgar por los criterios estructurales parece observarse una concordancia de

la polaridad tectónica entre las rocas del Paleozoico inferior y las del carbonífero en la mayor parte del mapa. Solamente en la parte más occidental se aprecia un cambio en dicha polaridad (arroyo del Panizal), lo cual ya no parece ocurrir en el cercano río Valmayor. En el corte de la carretera de Andújar la polaridad tectónica permanece en continuidad con la del Paleozoico inferior, pero sin embargo se aprecia un claro cambio de estilo estructural, pasándose de una zona donde la esquistosidad varisca apenas tiene desarrollo (arroyo de la Torrecilla, collado de Hontanar) a un Culm con una esquistosidad bastante penetrativa. Este hecho, que está muy generalizado, está indicando un cambio de dominio estructural y, consecuentemente, un tipo de contacto tectónico entre el Paleozoico inferior y el Culm. A este respecto, ORTEGA *et al.* (1988) consideran que el Culm se depositó en una cuenca con fuerte subsidencia, hundimiento que se produciría a favor de un gran accidente de zócalo situado aproximadamente en el contacto Culm-Paleozoico inferior. Este accidente jugaría de nuevo en la orogenia varisca como falla inversa, al llevar una dirección favorable en un campo de esfuerzos N-S, como el que da lugar a la principal etapa orogénica en la región. En base a los nuevos conocimientos sobre fenómenos de tectónica en régimen extensional, parece más correcto interpretar el supuesto accidente como una falla de tipo extensional en vez de falla inversa. Esta suposición ha sido corroborada posteriormente por MARTÍN PARRA (2003) y MARTÍN PARRA *et al.* (2004, 2006) que describen la existencia de un contacto tectónico de carácter extensional, entre las pizarras grafitosas silúricas y el Culm en la mayor parte de su recorrido, desarrollando en la parte superior del bloque de muro (pizarras grafitosas silúricas) una banda de cizalla dúctil-frágil con filonitización asociada. A lo largo de este contacto se observan afloramientos alargados del Devónico inferior situados por debajo del Culm y sobre el Silúrico filonitzado. En sectores más orientales estos autores han observado en algunos casos evidencias de que el contacto entre el Devónico inferior y el Culm también está afectado por este accidente, que llega a eliminar incluso las pizarras grafitosas para poner el Culm directamente en contacto con la Cuarcita del Criadero. Por otra parte, la edad en este borde norte de la cuenca del Culm de los Pedroches, como se indica más adelante es al menos Viseense medio-superior a superior, mientras que en el borde sur es Touraisiense inferior (MATAS *et al.*, 2015) lo que también apoya el carácter tectónico sustractivo de este contacto, sin que pueda descartarse totalmente la existencia previa de un hiato en la base del Culm.

Desde un aspecto puramente litológico, el Culm estudiado está formado por una monótona alternancia de pizarras negras, areniscas impuras, grauvacas y conglomerados polimíticos. La litología dominante son las pizarras negras que aparecen en afloramientos de aspecto masivo, o formando alternancias milimétricas a centimétricas con las areniscas y las grauvacas. En detalle se observan laminaciones paralelas muy finas y, localmente, estratificación lenticular al aparecer pequeños *ripples* aislados de areniscas finas entre las pizarras.

Las areniscas aparecen en paquetes centímetros o decimétricos alternando con pizarras. Se presentan con dos aspectos muy diferentes que son:

- Formando rítmicas alternancias de paquetes de 1 a 10 cm. de areniscas finas de color gris que alternan con las pizarras negras. Como estructuras sedimentarias suelen presentar laminaciones paralelas y, en ocasiones, tienen un cierto carácter turbidítico, apreciándose secuencias incompletas de Bouma de los tipos T_{b-e} , T_{c-e} y T_{d-e} , con granoclasicación negativa y contactos plano-paralelos.

- Formando alternancias de tipo *flyschoides*, dando lugar a un rítmico *multilayer* de paquetes de 10 a 50 cm. de areniscas de grano fino o medio, de color gris y con delgadas pasadas pizarrosas. En estas alternancias los paquetes arenosos suelen tener geometrías lenticulares, con laminaciones cruzadas de bajo ángulo a gran escala. También se reconocen algunos *ripples* de oscilación, aunque no son muy frecuentes, así como estratificación *fláser*.

Las grauvacas suelen ser de grano grueso, tienen colores grises o grises verdosos y se reconocen a simple vista granos de cuarzo, lítitas y feldespato. Suelen estar relacionadas con los conglomerados, pasando lateralmente a ellos. Se presentan en paquetes de espesor variable que oscilan entre 5 cm y 2 m y que suelen carecer de estructuras sedimentarias. Tan sólo se suelen apreciar incipientes granoclasicaciones negativas y, por contra, no es raro ver bases erosivas y cantes blandos, mostrando una sedimentación por corrientes tractivas.

Los conglomerados resultan una facies muy peculiar del Culm y tienen un acusado carácter polimítico. No son muy frecuentes en el ámbito de la Hoja y se presentan en paquetes de 1 a 2 m. Los cantes presentan un elevado índice de redondez y su tamaño es variable, aunque rara vez superan los 5 cm. Su litología es variada, habiéndose encontrado de cuarzo, cuarcitas, lítitas, feldespato y rocas volcánicas y metamórficas. Resulta llamativa la abundancia de las lítitas, que en ocasiones pueden representar más del 50% de los cantes. La matriz es grauváquica, normalmente rica en feldespato y lítitas, y se presenta en cantidad variable. Esto da lugar a la aparición de cambios laterales de facies, desde conglomerados donde los cantes se tocan unos con otros, a grauvacas gruesas con cantes aislados. Normalmente se reconoce una geometría lenticular de los paquetes conglomeráticos, desapareciendo o pasando lateralmente a las grauvacas gruesas.

El medio sedimentario del Culm ha sido considerado como turbidítico de aguas profundas hasta no hace mucho tiempo (TAMAIN, 1972; LEAL *et al.*, 1976). Sin embargo, la descripción realizada de las estructuras sedimentarias recuerda más a sedimentos de plataforma profunda con episodios de turbulencias que a series turbidíticas propiamente dichas. En este sentido, el trabajo realizado por PÉREZ LLORENTE (1979) en la zona sur de Pedroches, aporta importantes datos sedimentológicos que indican un medio de plataforma afectada por tormentas. Anteriormente, CASTELLÓ y ORVIZ (1976) habían sugerido un medio de sedimentación en un litoral costero, con gran agitación y con un nivel de costa inestable, pero dicha conclusión no estaba basada en criterios precisos.

El espesor del Culm es muy importante pero resulta imposible de precisar al desconocerse el techo y el muro. No obstante, de acuerdo con lo expresado por MIRA *et al.* (1987), se puede considerar mayor de 3.000 m. Esta gran potencia hace necesaria una gran subsidencia de la cuenca donde se depositó, y teniendo en cuenta la monotonía de la serie y el aparente corto período de tiempo en que se formó, implica que hubo una enorme cantidad de aportes.

Sobre la edad de estas rocas hay que señalar la escasez de restos fósiles conocidos, no sólo en la Hoja de Solana del Pino sino en toda la región. TAMAIN (1972) cita la presencia de *Archaeocalamites* lo que indicaría una edad Viseense-Namuriense. CASTELLÓ y ORVIZ (1976) encontraron moldes de braquíópodos y lamelibranchios mal conservados, entre los que se reconocía el género *Posidonia*, lo que indicaría una edad Viseense indiferenciada.

Recientemente, durante la realización de la Hoja 1:200.000 de Linares (70) (MARTÍN PARRA et al., 2015), se tomaron nuevas muestras para su estudio palinológico, fueron estudiadas por Rosa M.ª Rodríguez González, habiendo dos de ellas (MP-9002/ coord. UTM X: 405.300; Y: 4.246.000 y MP-9003/X: 405.300; Y: 4.247.050) aportado esporas; en el primer caso de *Camptotriletes* sp., *Lophozonotriletes variverrucatus*, *Lophozonotriletes concentricus*, *Dictyotriletes trivalis*, *Rugospora* cf. *lactucosa*, *Acanthotriletes persibus*, *Anaplanisporites baccatus*, *Anaplanisporites delicatus*, *Densosporites variomarginatus*, *Lycospora pusilla*, *Microreticulatisporites concavus*, *Neoraistrickia logani* y *Microreticulatisporites concavus*; así como algas prasinófitas: *Maranhites perplexus* y acritarcos: *Dictyotidium* sp., *Gorgonisphaeridium* sp. y *Leiosphaeridium*.

La segunda muestra aportó esporas de *Knoxisporites* sp. cf. *K. pristinus* y *Lycospora pusilla*, así como varios fragmentos de ejemplares no identificados de quitinozoos.

Estas asociaciones de palinomorfos encontradas indican una edad mínima Viseense medio superior (Asbiense superior) a Viseense superior, considerándose algunas especies, como *Rugospora* cf. *lactucosa* y *Acanthotriletes persibus* cuya distribución es anterior al Tournaisiense más alto, como resedimentadas.

2.4. CUATERNARIO

A continuación se describen todos los depósitos recientes que constituyen formaciones superficiales. Debe señalarse que la escasa ocupación humana en la zona, hace que sean muy escasos los puntos en que la actividad antrópica haya facilitado la existencia de cortes que permitan una observación correcta de los materiales, por lo que la descripción se basa en datos superficiales.

2.4.1. Gravas y cantes subredondeados en matriz arcillosa y arenosa de tonos rojos (24). Piedemontes (rañas y rañas degradadas). Plioceno superior-Pleistoceno inferior-Holoceno

Se localizan estos depósitos exclusivamente en la zona meridional de la Hoja, relacionadas con una superficie atribuible a una zona de piedemonte muy degradada. Pueden alcanzar una extensión superficial relativamente importante.

Están compuestos por gravas y cantes subredondeados, con una pátina oscura característica, en matriz aren-arcillosa de tonos rojos dominantes.

Su potencia no se ha determinado con exactitud ante la carencia de cortes completos. En secciones parciales se han observado espesores superiores a los 5 m.

Por su posición culminante sobre el piedemonte y su ausencia de relación con la red fluvial más reciente, se considera para este depósito una edad Plioceno terminal-Pleistoceno inferior.

2.4.2. Cantes y gravas subangulosas con matriz aren-arcillosa (25 y 26). Glacis y glacis degradados. Pleistoceno

Se trata de depósitos de cantes, más o menos angulosos y heterométricos con matriz arenosa y arcillosa de tonos ocres y amarillentos, asociados a morfologías de tipo glacis. Su potencia se estima como máximo en 2-3 m en las partes más distales.

En la zona de El Hoyo, se han reconocido dos niveles encajados (h, i), mientras que en la zona meridional de la Hoja se ha cartografiado un único nivel (j).

Se ha atribuido a estos materiales edad pleistocena.

2.4.3. Gravas, arenas, limos y arcillas. Terrazas altas (27), terrazas medias (28) y terrazas bajas (29). Pleistoceno medio-superior y Holoceno

Las características de la red fluvial, habitualmente muy incisa, hace que las morfologías de depósito fluvial sean escasas.

En la zona de El Hoyo, se ha cartografiado un sistema de terrazas en el río Jándula con tres niveles reconocibles, situados a +3-4 m., +10-12 m. y +22-24 m. sobre el nivel actual del cauce. En el río Montoro se ha distinguido localmente el nivel más bajo.

Están compuestas por gravas principalmente cuarcíticas, arenas y limos arcillosos. En la terraza más baja las litologías más finas son dominantes hacia el techo del depósito.

Los dos niveles más altos se han atribuido al Pleistoceno medio y superior, mientras que el más bajo se ha asignado al Holoceno.

2.4.4. Cantos angulosos en matriz limo-arcillosa (30). Coluviones. Pleistoceno superior-Holoceno

Aparecen habitualmente asociados a los relieves positivos generados por los afloramientos cuarcíticos que generan las zonas de cumbres. Se trata de un depósito muy frecuente en la zona, si bien solo se ha representado cuando su extensión y expresión morfológica resulta más evidente.

Se trata de depósitos mal seleccionados compuestos por cantos angulosos, mal clasificados, envueltos en una matriz de limos y arcillas.

Su importancia es variable, en extensión y potencia, en función de las características de pendiente de la ladera sobre la que se asientan.

Las áreas donde alcanzan mayor desarrollo este tipo de depósitos es en las vertientes de Sierra Morena, al norte de la Hoja, y asociados a las cresterías de cierre del valle del río Valmayor, en la zona centro occidental.

En esta última zona, en la vertiente norte de Sierra Quintana, se han reconocido dos morfologías sucesivas de coluvión encajadas.

No ha sido posible observar las características de los depósitos por lo que, tentativamente, puede suponerse una composición similar, si bien es posible que el suelo desarrollado sobre el más antiguo sea más evolucionado.

Se ha atribuido a estas formaciones una edad holocena, que pudiera llegar a ser pleistocena superior para las más antiguas citadas en la Sierra Quintana.

2.4.5. Cantos con escasa matriz (31). Canchales. Holoceno

En superficie aparece como un depósito constituido, casi exclusivamente, por cantos de cuarcita, más o menos angulosos, con algún componente que puede alcanzar el tamaño de bloque, y con escasa o nula matriz.

Se localizan preferentemente en las zonas de ladera próximas a las cresterías cuarcíticas. Aunque, habitualmente se encuentran parcial o totalmente cubiertos por vegetación, en algunas zonas, sobre todo en la vertiente norte de Sierra Morena, aparecen desnudos, por lo que deben considerarse activos.

Su extensión superficial no es elevada, apenas rebasan habitualmente los 100 m. de desarrollo, y su potencia puede estimarse en torno a los 2-3 m. Se atribuye a estos depósitos una edad holocena.

2.4.6. Cantos en matriz arenolimosa (32). Aluvial-coluvial. Holoceno

Al SO de la Hoja se ha diferenciado un depósito con génesis mixta entre los fluviales y los de ladera, compuestos por cantos más o menos angulosos con matriz de arenas y limos. Su potencia es reducida, no superando posiblemente los 2 m.

Su edad es Holoceno-actual.

2.4.7. Cantos en matriz arenolargolla (33). Conos de deyección. Holoceno

En la salida de algunos barrancos de la red de menor orden, en la zona occidental de la zona, se han cartografiado algunas morfologías de conos de deyección de pequeño tamaño.

Compuestos por cantos dominanteamente cuarcíticos, angulosos, con una matriz de arenas y limos, su potencia no supera los 2 m en la zona más distal.

Se atribuye a estos depósitos edad Holoceno-actual.

2.4.8. Gravas, arenas y limos (34). Fondo de valle, Barras laterales. Holoceno

Como ya se ha indicado, el encajamiento de la red fluvial en el paisaje, provoca que sean escasos los depósitos asociados a los cauces.

A parte de la red principal (Jándula, Montoro y Robledillo), solo algunos arroyos en la zona meridional y occidental de la Hoja desarrollan fondos de valle, aunque de escaso desarrollo.

Se trata de gravas y cantos, con matriz de arenas y limos que, en ocasiones, pueden ser dominantes. Su potencia estimada debe situarse en torno a los 2 m.

Localmente, en parte meridional de la Hoja, se han reconocido algunas morfologías de barras laterales con cicatrices de acreción. Su composición litológica es similar a la de los fondos aluviales.

La edad de estos depósitos es holocena.

2.4.9. Cantos (35). Escombreras. Holoceno

En la zona de El Hoyo se ha representado un depósito de reducida extensión, correspondiente a **escombreras**.

3. TECTÓNICA

3.1. 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.

Varios autores han propuesto la división del Macizo Ibérico en Zonas, utilizando criterios estratigráficos, tectónicos, metamórficos y magmáticos. LOTZE (1945), considerando la estructura, el metamorfismo y el plutonismo causados por la Orogenia Varisca, propone una división en zonas, con una cierta simetría en la disposición de las mismas. Esta propuesta ha sido aceptada hasta la actualidad por la mayor parte de los autores, aunque con algunas modificaciones. Entre ellas destaca la realizada por JULIVERT *et al.* (1972) que agrupa las zonas Galaico-Castellana y Lusitano-Alcúdica de Lotze en una única zona que denominan Centroibérica (ZCI). Posteriormente FARIAS *et al.* (1987) distinguen dentro de la Zona Centroibérica una nueva zona que denominan Zona de Galicia-Tras os Montes que engloba varias unidades alóctonas. De acuerdo con estos trabajos se pueden distinguir en el Macizo Ibérico, de norte a sur, las siguientes zonas: Zona Cantábrica, Zona Asturoccidental-Leonesa, Zona de Galicia-Tras os Montes, Zona Centroibérica, Zona de Ossa-Morena y Zona Surportuguesa (Fig. 2).

Dentro de los límites actualmente aceptados de la Zona Centroibérica (ZCI); 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 Ollo de Sapo (AZOR *et al.*, 1992) y el meridional Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2004).

El dominio septentrional (Dominio del Ollo 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.

El conjunto sedimentario Precámbrico-Paleozoico descrito en esta Hoja, ha sido afectado al menos por cinco episodios deformativos, dos de ellos pre-variscos y tres variscos. En las rocas del Culm se ha reconocido también una deformación particular, que puede ser incluida en los episodios variscos. Además de estos eventos se reconocen otros más recientes, que tienen poca importancia en cuanto a su incidencia y que apenas modifican la estructura principal. Estos movimientos se denominan de forma genérica como post-variscos y no se descarta que alcancen al orógeno alpino.

Las deformaciones pre-variscas afectan esencialmente a las series infraordovícicas y se ponen de manifiesto por las dos discordancias angulares que delimitan a los dos conjuntos litoestratigráficos precámbrico-cámbrios, ya reconocidos en la próxima localidad de San Lorenzo de Calatrava por RICHTER (1967). La primera de ellas refleja movimientos intraprecámbrios (intra-ediacáricos), mientras que la segunda correspondería a movimientos preordovícicos. Ambas deformaciones son las responsables de la estructuración interna del anticlinal de Alcudia y del valle de Valmayor, aspectos que han sido ampliamente tratados por PALERO (1991 y 1993).

La orogénesis varisca supone el principal evento deformativo reconocible en la región y también, lógicamente, en la Hoja de Solana del Pino. Se trata de una deformación polifásica consistente en este sector en tres fases tectónicas que muestran un desigual desarrollo e intensidad. La más importante es la primera, que afecta de forma generalizada a toda la zona y da lugar a la estructuración geológica general del mapa (Fig. 4). Origina estructuras a todas las escalas, incluida la esquistosidad principal S_1 , estructuras que llevan un rumbo general ONO-ESE. Corresponde a la fase varisca ante-Estefaniense de ALVARADO (1923) y ROSA *et al.* (1929), y a la 1^a fase varisca que afecta a toda la Zona Centroibérica (JULIVERT *et al.*, 1972 y DÍEZ BALDA *et al.*, 1990).

La segunda fase varisca afecta solamente al borde meridional de la Hoja, y 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). Se asocian a ella pliegues de gran amplitud, que en su mayor parte se caracterizan por no tener una vergencia definida., como el que afecta a las rocas del Culm, donde se reconocen estructuras muy abiertas, que tienen un rumbo aproximado E-O y ejes subhorizontales. Estos pliegues están doblando con claridad a la esquistosidad S_1 , por lo que son claramente posteriores a la F-1 varisca.

La tercera fase de deformación varisca afecta de forma heterogénea a la región y se corresponde con la denominada segunda fase por otros autores (ROIZ, 1979; ORTEGA, 1988). Las principales estructuras generadas son cizallas frágiles transcurrentes, de rumbo principal NO-SE y movimiento sinistro. También da lugar a figuras de interferencia de pliegues en domos y cubetas, así como estructuras de la primera fase varisca, que son rotadas desde su rumbo original ONO-ESE a posiciones casi N-S y NO-SE. Esta fase tectónica es también la responsable de la formación de cuencas de tipo *pull-apart*, donde se emplazan sedimentos carboníferos discordantes,

que no están presentes en esta Hoja pero si en las vecinas de Mestanza (836) y Brazatortas (835). Este hecho permite situar temporalmente a estos movimientos en el Estefaniense.

Los fenómenos tectónicos post-variscos se manifiestan principalmente por estructuras frágiles, fallas que cortan y trasladan a las estructuras precedentes. Los principales sistemas de fallas son NE-SO y NNE-SSO, las primeras presentan una componente principal de desgarre sinistro, mientras que las segundas son principalmente directas. Aunque no hay evidencias en el ámbito de la Hoja, estos movimientos pueden haber alcanzado tiempos muy recientes, tal y como indican en zonas próximas MOLINA (1975) y PÉREZ GONZÁLEZ (1981).

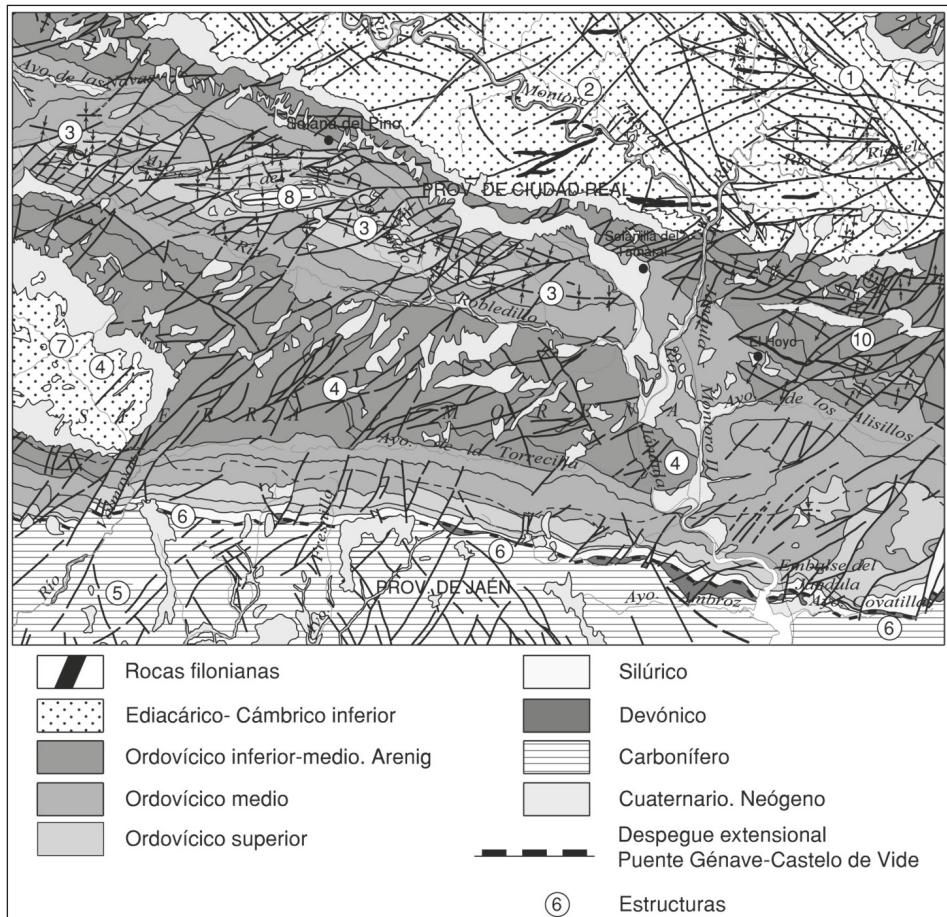


Fig. 4.- Esquema tectónico de la Hoja. Principales estructuras: 1- Falla del Guijo. 2 - Anticinal de Alcudia, 3 - Sinclinal de Solana del Pino, 4 - Antiforme de Sierra Madrona, 5 - Sinfooma de Los Pedroches, 6 - Zona de cizalla extensional de Puente Génave-Castelo de Vide, 7 - Domo de Valmayor, 8 - Cubeta del Piruétano, 9 - Cubeta de Peñablanca, 10 - Domo del Poyo del Corzo.

3.2. TECTÓNICA PRE-VARISCA

El análisis de la tectónica pre-varisca resulta difícil por varias causas, entre las que conviene resaltar la monotonía de los conjuntos litológicos precámbricos carentes de niveles guía, la falta de esquistosidad asociada con estos procesos deformativos, y la superposición de una importante deformación varisca. Todo ello conduce a un sumo grado de dificultad en la interpretación de la polaridad tectónica, sobre todo en las rocas del Alcudiense inferior, por lo que resulta complicado deducir la geometría de las estructuras producidas por dichos eventos.

Los resultados del estudio sobre la tectónica en las rocas precámbricas que se describe, muestran que la orogenia varisca se superpuso a una tectónica ante-ordovícica que fue capaz de producir estructuras propias. De igual forma, el comportamiento de los elementos estructurales analizados refleja dos estilos tectónicos completamente distintos en ambos conjuntos litológicos precámbrico-cámbrios, lo que se debe a la acción de dos episodios diferentes.

3.2.1. Tectónica intraprecámbrica

La deformación intraprecámbrica se pone en evidencia por la discordancia angular existente entre los dos conjuntos litológicos precámbricos definidos en el valle de Alcudia. Este accidente es el reflejo de una verticalización generalizada del conjunto inferior anterior al depósito del conjunto superior. Aunque en parte de la Hoja los contactos entre ambos conjuntos litológicos se realizan mediante falla, la discordancia es un hecho generalizado y, además, es fácilmente reconocible en varias zonas de la Hoja. De hecho, dentro de los límites del mapa se encuentran dos excelentes afloramientos donde el plano de discordancia puede ser palpado. Estos afloramientos son el del paraje de El Chorrillo, localizado en el río Fresnedas, poco antes de su unión al río Montoro; y el del Arroyo de La Gargantilla, en la esquina NE del mapa (PALERO, 1991 y 1993). Además de estos afloramientos existen otros puntos donde la discordancia es apreciable con un simple reconocimiento, como es el caso del barranco de los Pilancones. Además, la buena resolución y contraste de los fotogramas aéreos del vuelo americano de 1957, permite apreciar que en toda la esquina NE del mapa, la traza de la estratificación en el Alcudiense inferior choca de forma casi orthogonal con la del Alcudiense superior.

Además de la simple observación visual a diferentes escalas de la discontinuidad intraprecámbrica, el uso de una herramienta de trabajo adecuada permite poner en evidencia que el carácter discordante del contacto entre los dos conjuntos precámbricos es un hecho generalizado. Una herramienta es el análisis de la lineación de intersección (L_1) entre los planos de estratificación (S_0) y los planos de esquistosidad varisca (S_1), los primeros como planos variables, susceptibles de haber sido modificados por procesos deformativos, y los segundos como planos de referencia, que se superponen a las posibles estructuras precedentes.

Como se ha expuesto el primero en citar la discordancia fue REDLIN (1955), en el límite entre las Hojas de Mestanza (836) y Brazatortas (835). Este hecho fue recogido por LOTZE (1956) quién considera la discordancia más reciente y la atribuye a la fase Toledánica de los movimientos Sárdicos, en realidad preordovícicos, siendo la fase Ibérica, más reciente, la que se encuentra bajo el Ordovícico basal. En la misma banda de conglomerados paralela a la Cuarcita Armoricana en el sector NO de esta Hoja, y principalmente en su prolongación en la terminación periclinal

del anticlinal de Alcudia, en la Hoja de Santa Elena (862), RICHTER (1967) describe una serie conglomerática separada por discordancia sobre los esquistos de San Lorenzo y sobre la que se apoya también sobre discordancia el Ordovícico.

La existencia de esta discordancia ha sido un tema discutido desde la amplia difusión e impacto del trabajo de Emmanuel BOUYX (1970) quién, conocedor del trabajo de Richter la describió en el valle del río Esteras, localizado al NO de la Hoja de Solana del Pino, en el anticlinal de Valdemanco (o Domo del Esteras). Así, en su descripción del afloramiento de la Ribera de Río Frío, ponía de manifiesto que el conjunto inferior precámbrico aparecía en el núcleo de un anticlinal del conjunto superior, presentando el primero buzamientos verticales que chocaban con las suaves inclinaciones del segundo. Posteriormente, CRESPO *et al.* (1971) y CRESPO y REY DE LA ROSA (1971) reconocían esta discordancia en el valle de Alcudia, concretamente en los arroyos del Tamujar y de Fuente de Guardas, situados al sur de Cabezarrubias.

El trabajo posterior de ARBIN y TAMAIN (1973) niega la existencia de esta discordancia en el mismo afloramiento de la Ribera de Río Frío descrito por BOUYX (1970) atribuyendo la disarmonía entre los dos conjuntos a la existencia de un cabalgamiento. Siguiendo este postulado de Tamain, PARGA y VEGAS (1974), CAPOTE *et al.* (1977), MORENO (1977 a), ROIZ (1979), y ROIZ y VEGAS (1980) descartaban la existencia de la discordancia, considerando que toda la sedimentación del Precámbrico tuvo lugar durante un mismo ciclo. MORENO (1977 a y 1977 b) no negaba la posibilidad de discordancias locales debidas principalmente a fenómenos intraformacionales, pero dudaba sobre la continuidad regional del accidente.

Todos los trabajos citados basaron únicamente su apoyo u oposición a la existencia de la discordancia en criterios descriptivos de angularidad y/o puramente estratigráficos, lo que llevó a interpretaciones equivocadas. Así, la mayoría de los autores citados consideraban como comienzo del conjunto litológico superior a la base de los primeros niveles de conglomerados, lo que resulta erróneo en la mayor parte de las ocasiones. Contrariamente, es muy común que el comienzo del Alcudiense superior se realice mediante areniscas grauváquicas masivas negras o areniscas listadas, encontrándose muchas veces los primeros lentejones de conglomerados a bastantes metros sobre el contacto.

Otro tipo de trabajos sobre las rocas precámbricas de la región se han basado en estudios sedimentológicos y paleontológicos detallados, lo que ha conducido a conclusiones que son sedimentológica y cronoestratigráficamente coherentes, pero contradictorio con el punto de vista geológico general (PUIGDEFABREGAS, 1981; SAN JOSÉ, 1983; VIDAL *et al.*, 1994). SAN JOSÉ (1983) pese a ello anticipa que el episodio diastrófico que separa al Alcudiense inferior del superior, parece que afecta a gran parte de la Zona Centroibérica. Ello se debe a que dichos trabajos carecen de criterios tectónicos que puedan apoyar o contradecir la existencia de una fase de plegamiento anterior al depósito del Alcudiense superior, que una vez aplicados por SAN JOSÉ (1984) en el anticlinal de Navalpino, permitieron confirmar la presencia de dicho episodio diastrófico, y su importancia regional que plasma en un cuadro de correlación que anticipa el trabajo de PIEREN (1985) que describe la discordancia en el anticlinorio de Agudo-Valdemanco, diferenciando los distintos estilos tectónicos de los dos conjuntos.

Los trabajos cartográficos dentro del proyecto Hespérica 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. En base a este hecho, ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO (1986) hicieron una revisión de las localidades donde se conocía la discordancia intraprecámbrica, añadiendo una nueva en el Domo de Abenójar. Estos autores señalaron además la importancia regional del accidente, ya que dicha discordancia se observaba al menos desde el Anticinal del Esteras hasta la parte central del anticinal de Alcudia.

En otra línea de trabajo, la discordancia fue reconocida en un afloramiento excepcional en el anticinal de Agudo (PIREN *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). PIREN y HERRANZ (1988) la describen en la terminación occidental de Alcudia, al diferenciar una zona nueva de existencia de Alcudiense superior, en la que también describen discontinuidades internas. Hacia el este, LORENZO-ÁLVAREZ y SOLÉ (1988) la describieron también en la parte SE de Abenójar, y PALERO (1991 y 1993) en la parte central y oriental del anticinal de Alcudia. Con esto queda demostrado que la discordancia intraprecámbrica es un hecho constante y extendido a todo el sector meridional de la Zona Centroibérica.

Concretando en la Hoja de Solana del Pino, ambos conjuntos litológicos precámbricos muestran un comportamiento que no se aleja de la pauta regional. Así, observando el estereograma de los polos de planos de estratificación (S_0) del Alcudiense inferior, se ve que en ellos predominan ampliamente las posiciones subverticales (Figs. 5 y 6). En el caso de la serie del valle de Alcudia (Fig. 5) se aprecia una amplia dispersión de polos, pero se hallan todos ellos hacia los bordes de la falsilla, indicando un conjunto verticalizado con direcciones variables. En el valle de Valmayor

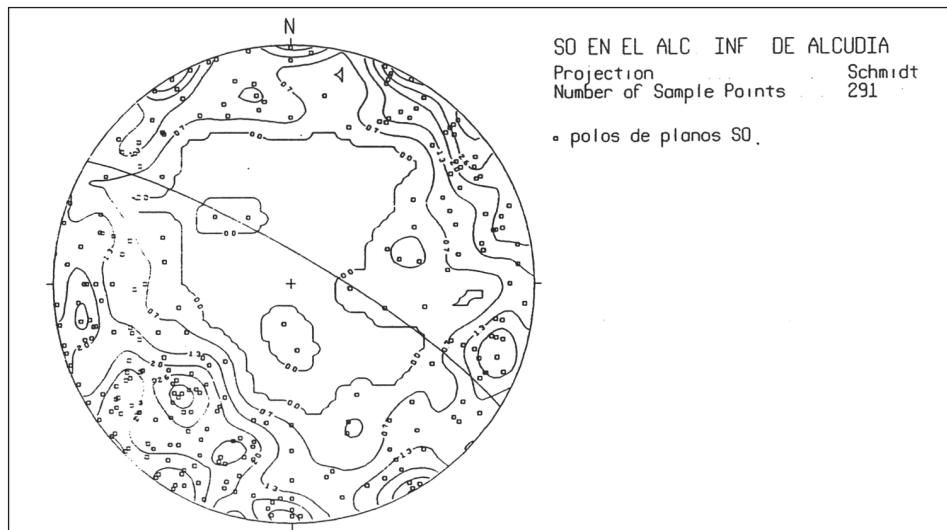


Fig. 5.— Proyección estereográfica de los polos de planos de estratificación (S_0) en el Alcudiense inferior de la parte correspondiente del valle de Alcudia que entra en la Hoja 861, Solana del Pino. El semicírculo a NO-ESE representa al plano medio de esquistosidad (S_1) en esas rocas.

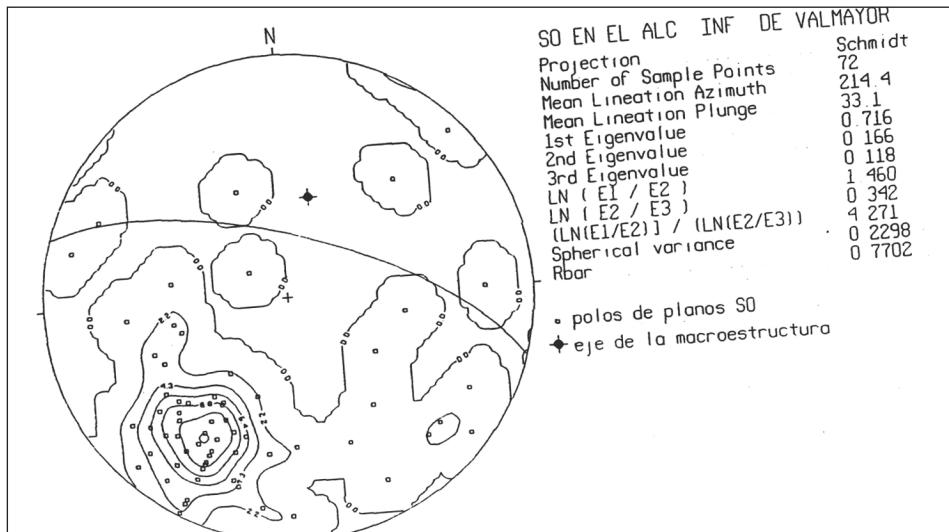


Fig. 6.– Proyección estereográfica de los polos de planos de estratificación (S_0) en el Alcudiense inferior de la parte correspondiente del valle del Va1 mayor que entra en la Hoja 861, Solana del Pino. El semicírculo a NO-ESE representa al plano medio de esquistosidad (S_1) en esas rocas.

los polos de (S_0) aparecen concentrados en el borde SO del estereograma (Fig. 6), pudiendo considerarse estructuralmente como una serie monocinal con fuerte buzamiento al NE (plano medio de S_0 N 124°E, 57°NE). En ambas figuras se puede apreciar una clara concentración de polos en el borde de los estereogramas, indicando un predominio de planos de rumbo subverticales o con fuerte buzamiento. Esta disposición de polos de (S_0) choca frontalmente con la distribución de polos de los mismos planos en el Alcudiense superior, aflorante solo en el valle de Alcudia, donde el predominio es claramente de los buzamientos medios (Fig. 7). En este estereograma se ve una concentración de polos centrada en el cuadrante SO, lo que está indicando que se trata de una serie de tendencia monocinal de rumbo general NO-SE, con buzamientos medios hacia el NE. Aunque la tendencia monocinal es clara, se reconoce una distribución de polos de (S_0) siguiendo un semicírculo mayor del estereograma, cuyo polo es 110°/9° y que marca un estilo de plegamiento cilíndrico, con eje de revolución ONO-ESE subhorizontal, el cual está contenido en el plano de esquistosidad varisca (S_1). Esta diferencia de comportamiento geométrico de los planos de estratificación en ambos conjuntos precámbricos, está reflejando una estructuración distinta para cada uno de ellos.

El análisis de las lineaciones de intersección (L_1) entre los planos (S_0) y (S_1), muestra igualmente un comportamiento muy diferente en ambas unidades litológicas precámbricas. En el Alcudiense inferior del valle de Alcudia (Fig. 8), las lineaciones se concentran claramente en el centro del estereograma, indicando un predominio de las inmersiones (plunge) verticalizadas. Se aprecia además que, aunque es evidente una dispersión de lineaciones, muy pocas de ellas tienen valores inferiores a 50°. Calculando el plano medio que contendría a las lineaciones, en la figura se puede apreciar una coincidencia con el plano general de la esquistosidad varisca (S_1) (ver Fig. 19),

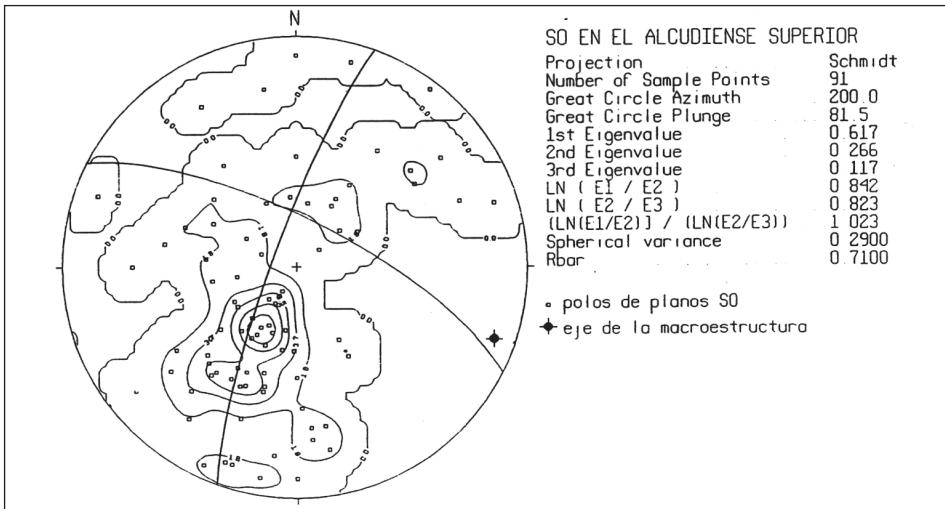


Fig. 7.- Proyección estereográfica de los polos de planos de estratificación (So) en el Alcudiense superior de la parte correspondiente del valle de Alcudia que entra en la Hoja 861, Solana del Pino. El semicírculo mayor ONO-ESE corresponde al plano medio de esquistosidad (S_1), mientras que el NNE-SSO representa al semicírculo medio que contiene a los polos de (So).

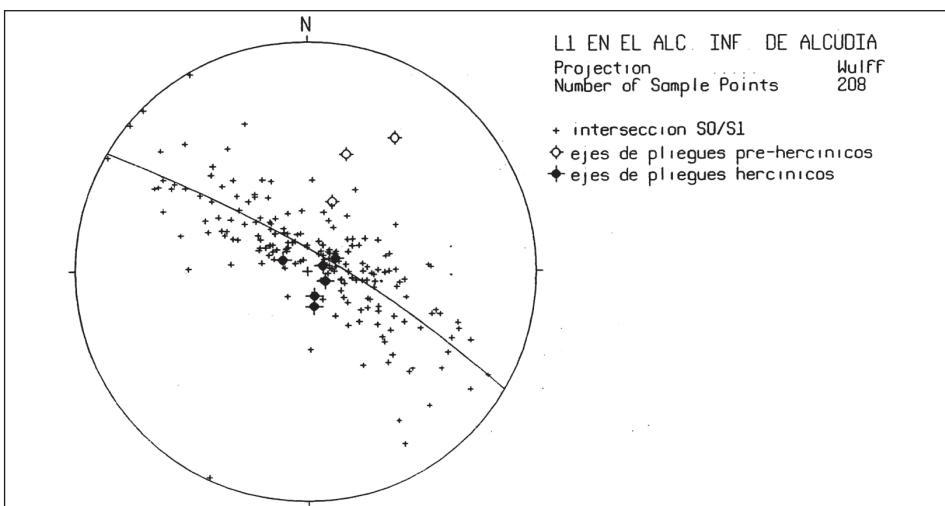


Fig. 8.- Proyección estereográfica de las lineaciones de intersección (1.1) entre planos de estratificación (So) Y esquistosidad (S_1) en el Alcudiense inferior de la parte correspondiente del valle de Alcudia que entra en la Hoja 861, Solana del Pino. El semicírculo mayor corresponde al plano medio de (S_1). También se indican algunos ejes de pliegues pre-variscos (punto claro) y varicos (punto oscuro).

lo que quiere decir que las lineaciones están contenidas en dichos planos y que éstos están cortando a una estructura previamente plegada, cuya posición dominante de los planos S_0 es subvertical. En el valle de Valmayor ocurre otro tanto (Fig. 9), pero en este caso hay una dispersión mayor de lineaciones a lo largo del plano de esquistosidad S_1 (ver Fig. 17). Por el contrario, las lineaciones (L_1) en el Alcudiense superior (Fig. 10) presentan inmersiones suaves y medias, y se hallan sobre todo concentrados en los bordes NO y SE de la falsilla. Ambas zonas de concentración de lineaciones coinciden con los extremos del plano medio de (S_1), (ver Fig. 21) lo que quiere decir que esta serie se encontraba en posición subhorizontal antes de la generación de la esquistosidad varisca.

En resumen, la esquistosidad varisca (S_1) se superpone a una estructura plegada y verticalizada en el conjunto inferior precámbrico, mientras que en el conjunto superior los planos (S_1) actúan de plano axial de su plegamiento. Es decir, la deformación varisca afecta a una estructura previamente deformada en el Alcudiense inferior y es, por contra, la responsable de la estructuración del Alcudiense superior. Por lo tanto, la deformación del conjunto inferior se produjo antes de que tuviera lugar el depósito del conjunto suprayacente, pues de no ser así, resultaría imposible de explicar que en una misma zona las lineaciones de intersección, que están contenidas en el mismo plano (la S_1), fueran verticales en el primer caso y subhorizontales en el segundo.

A escala de afloramiento, dentro de la Hoja se han citado estructuras menores de esta etapa deformativa (PALERO, 1986 y 1993) y se pueden ver algunos pliegues menores en los ríos Montoro y Fresnedas. Estos pliegues suelen tener geometría cónica, plano axial doblado pero con

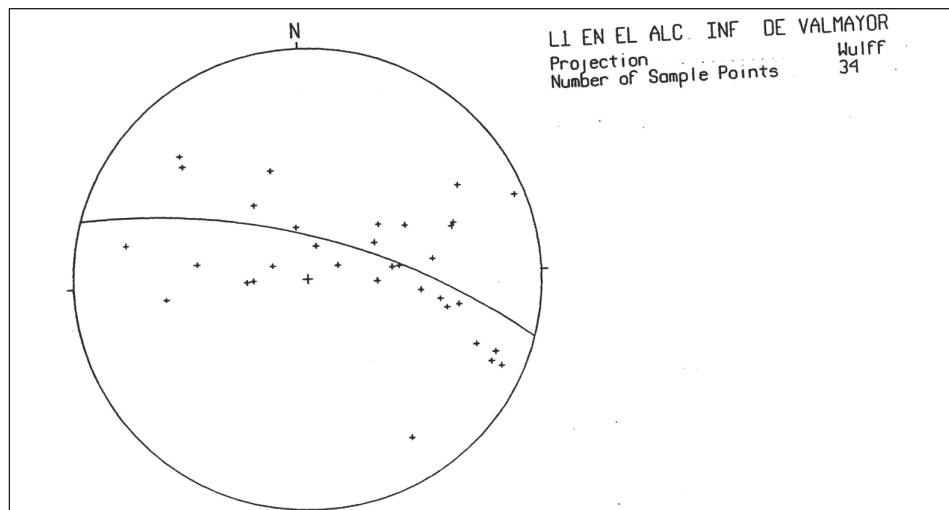


Fig. 9.- Proyección estereográfica de las lineaciones de intersección (1.1) entre planos de estratificación (S_0) Y esquistosidad (S_1) en el Alcudiense inferior de la parte correspondiente del valle de Valmayor que entra en la Hoja 861, Solana del Pino. El Semicírculo mayor corresponde al plano medio de (S_1).

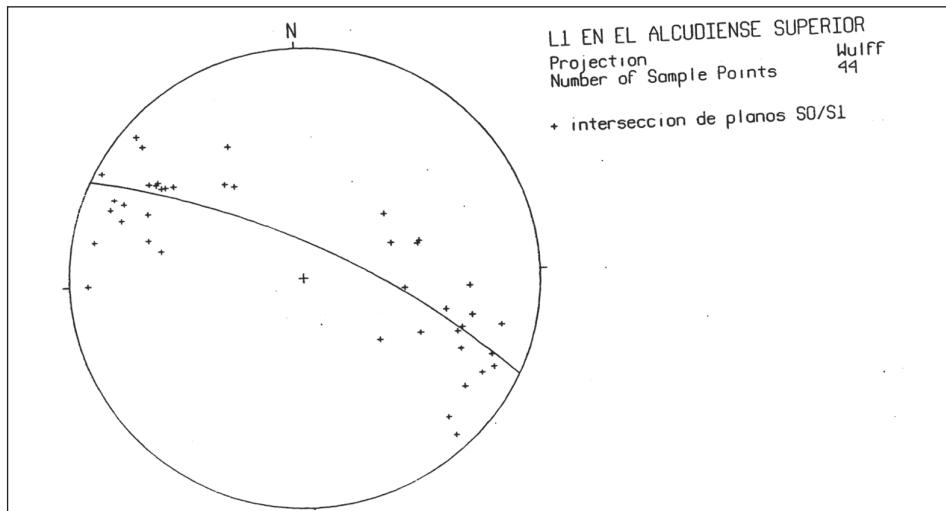


Fig. 10.- Proyección estereográfica de las lineaciones de intersección (L_t) entre planos de estratificación (S_0) y esquistosidad (S_1) en el Alcudiense superior de la parte correspondiente del valle de Alcudia que entra en de la Hoja 861, Solana del Pino. El semicírculo mayor representando ONO-ESE corresponde al plano medio de esquistosidad (S_1).

fuerte buzamiento y eje con inmersión variable. La esquistosidad (S_1) corta, con mayor o menor ángulo a ambos flancos. Además de estos pliegues, son fácilmente reconocibles sobre el terreno las lineaciones de fuerte inmersión, siendo un hecho común y ampliamente extendido tanto en el valle de Alcudia como de Valmayor.

Respecto a la forma original de las estructuras en el conjunto inferior precámbrico, no se puede decir gran cosa por el momento. Las relaciones angulares de superposición reconocibles actualmente han sido en gran parte alteradas por los efectos de las deformaciones variscas. No obstante, todo parece indicar una posición original ligeramente más norteada que las estructuras variscas (probablemente de NO-SE a NNO-SSE), habiendo sido rotadas durante la primera fase varisca para intentar situarse subperpendiculares al plano de máximo acortamiento (ORTEGA, 1988; AMOR y ORTEGA, 1987; ORTEGA y SÁNCHEZ VIZCAÍNO, 1987).

La ausencia de esquistosidad asociada a estos pliegues indicaría que no existió una compresión importante. Esto puede deberse a la situación de este área en una zona muy extensa de un frente orogénico precámbrico, o bien, como ha sugerido RIBEIRO (1974), a la adaptación a un zócalo rígido que se fracturó y que se movió en la vertical, dando lugar así a la deformación de la cubierta que en este caso era el Alcudiense inferior. Esta última hipótesis encajaría en principio con la geometría intuida a escala regional para las estructuras precámbricas, es decir, zonas prácticamente planas sin deformación, zonas monoclinales verticalizadas y zonas plegadas. Los afloramientos de la Hoja de Solana del Pino corresponderían a una zona verticalizada y replegada para el valle de Alcudia, y a una zona monoclinal con suaves replegamientos para el valle de Valmayor.

3.2.2. Tectónica de bloques pre-ordovícica

La distribución de afloramientos del conjunto superior precámbrico en el anticlinal de Alcudia se realiza según unas bandas de rumbo NO-SE con anchura kilométrica. Estas bandas aparecen limitadas, en buena parte, por fallas subverticales, lo que refleja una importante tectónica de bloques. El Ordovícico inferior que flanquea el anticlinal no muestra señales de haber sufrido esta tectónica y, por ello, las rocas paleozoicas se apoyan indistintamente sobre ambos conjuntos litoestratigráficos precámbricos. Esta tectónica de bloques no parece ser un hecho aislado en el anticlinal de Alcudia, y más bien parece hallarse generalizada a todo el sector meridional de la Zona Centroibérica (ORTEGA *et al.*, 1988).

Esta distribución según bandas NO-SE es la que también presentan los afloramientos del Alcudiense superior en la Hoja de Solana del Pino, y en especial la banda central del barranco de Los Pilancones, que es la prolongación SE de la banda Villalba-Atovelez en la Hoja de Mestanza (836). Estos afloramientos aparecen claramente limitados por fracturas tanto por el borde nororiental como suroccidental. Estas estructuras forman realmente una red de fallas, de las cuales se pueden ver algunos afloramientos en las recientes trincheras de la nueva carretera de El Hoyo, en la carretera de San Lorenzo y en el río Fresnedas. Se manifiestan mediante superficies de fractura subverticales, con formas anastomosadas y con estrías sub-horizontales, que reflejan el rejuego varisco como fallas transcurrentes sinistra. Una mención especial merece la que ha sido llamada Falla del Guijo (PALERO 1991 y 1993), que atraviesa en diagonal el valle de Alcudia desde la zona de Villalba en la Hoja de Mestanza (836), hasta la zona de Galdina en la presente Hoja. Esta gran falla tiene dirección NO-SE con buzamiento subvertical y controla el límite nororiental de la banda central de afloramientos de Alcudiense superior, presentando afloramientos en los arroyos del Estrecho del Burcio y del Guijo en la vecina Hoja de Mestanza (836). Su entrada en la Hoja de Solana del Pino se realiza en varias ramas a la altura del río Fresnedas, las cuales progresan hacia el SE produciendo una zona tectónicamente complicada de fracturas frágiles. La Falla del Guijo separa claramente dos diferentes bloques de rocas precámbricas. El situado al SO de ella, que corresponde al labio hundido, está formado por las rocas del Alcudiense superior, mientras que el situado al NE, que es el levantado, está integrado por materiales del Alcudiense inferior y del Alcudiense superior. Este último aparece a una distancia del orden del kilómetro separado de la falla, correspondiendo a los afloramientos de la banda del Oreganal, lo que permite trazar la posición teórica de la discordancia intraprecámbrica y calcular el salto de falla. Este salto es aproximadamente de unos 800 m, lo que da idea de la magnitud del accidente.

Al comienzo del Ordovícico parece ser que la falla volvió a actuar, pero en esta ocasión lo hizo en sentido contrario, hundiendo el bloque NE respecto al SO. El movimiento se hace notar por un notable aumento del espesor de la Formación de Base hacia el este, el cual se hace patente en la Hoja de Mestanza (836). Este rejuego produce un salto mucho más pequeño comparativamente con el pre-ordovícico. La Cuarcita Armoricana no parece notar ya efectos de movimientos de la falla.

El comportamiento de las lineaciones (L_1) en el conjunto superior precámbrico sigue pautas variadas, lo que indica que la tectónica de bloques que le afecta apenas produjo un plegamiento asociado. Consecuencia de ello es que el contacto del Paleozoico inferior sobre el Alcudiense

superior es de discordancia cartográfica, no apreciándose discontinuidad a nivel de afloramiento. A esta discordancia cartográfica, es lo que LOTZE (1956) denominó Fase Ibérica (la más reciente de sus dos fases Sárdicas).

3.2.3. Edad de las deformaciones pre-variscas

La oposición a reconocer la presencia de una discordancia intra-precámbrica, ha llevado a gran parte de los autores que han trabajado en la región a atribuir toda la deformación pre-ordovícica a la fase Toledánica de los movimientos sárdicos (LOTZE, 1946, 1956). No obstante, ha habido autores que relacionaron el Alcudiense con el Brioveriense del Macizo Armorícano Francés (BOUYX, 1970; TAMAIN y OVTRACHT, 1971; TAMAIN, 1972), considerando que la deformación se produjo durante la orogenia Cadomienense.

La consideración de las dos discordancias que limitan los conjuntos litológicos precámbricos supone la existencia de dos etapas tectónicas pre-ordovícicas en la región, una intra-precámbrica y otra probablemente cámbrica.

La edad de los movimientos intra-precámbricos resulta difícil de precisar a causa de la ausencia de dataciones concisas del Alcudiense inferior. Si se acepta para esta unidad una edad correspondiente al Rifeense superior según Mitrofanov y Timofeiev (en SAN JOSÉ 1983), y puesto que la base del Alcudiense superior parece pertenecer al Vendienense superior, el plegamiento intra-precámbrico se habría producido en el Vendienense inferior o medio. Sin embargo, si se consideran las dataciones paleontológicas de VIDAL *et al.* (1994), que establecen una edad Vendienense superior para ambos conjuntos litológicos, la deformación sería intra-Vendienense superior. Esto supondría que el plegamiento se produciría de forma repentina durante un corto período de tiempo, lo cual es coherente con el estilo deformativo encontrado.

La tectónica de bloques que afecta al Alcudiense superior podría ser atribuida a los movimientos pre-ordovícicos *s.l.*, generalmente mal llamados sárdicos, pero si se aceptan las ideas de ORTEGA *et al.* (1988), como el Alcudiense superior alcanza el Cámbrico inferior (VIDAL *et al.*, 1995, PALACIOS *et al.*, 1996 b) estos movimientos pueden corresponder a lo que Lotze denominó Fase Toledánica.

De todas formas la deformación intra-precámbrica sería más antigua, ya que habría precedido al depósito del Cámbrico. Por ello, resulta más lógico suponer que este juego de bloques se habría producido a principios del Cámbrico por lo que lo relacionan con los movimientos asínticos o cadomienses del límite precámbrico-Cámbrico. Como se está demostrando en los últimos trabajos que al menos la parte más alta del Alcudiense superior es ya Cámbrica inferior (GARCÍA-HIDALGO, 1993), podemos considerar de acuerdo con SAN JOSÉ *et al.* (1990) que los movimientos y basculamientos que afectan al Alcudiense superior y al Cámbrico inferior de los Montes de Toledo en general, corresponden a la llamada Fase Toledánica que separa a las formaciones del Cámbrico superior-Ordovícico basal del Cámbrico inferior, fase que en su definición LOTZE (1956) sitúa en el Cámbrico superior bajo y como la más antigua de sus dos fases sárdicas. Ésta Fase Toledánica es posteriormente datada con precisión mediante el Complejo Vulcano-Sedimentario de MARTÍN ESCORZA (1976, 1977), y también en la Formación "Os Ama-relos" de Portugal. La Fase Toledánica forma parte de los movimientos Preordovícicos y ha sido

mal denominada muy generalmente Fase Sárdica o confundida y/o asimilada con la deformación intra-alcudiense en los lugares sin sedimentación alguna preservada en el lapso de tiempo Vendiente-superior-Cámbrico superior. La Fase Sárdica descrita en Cerdeña (en italiano Sar-dinia) ha sido datada con precisión por PILLOLA y GUTIÉRREZ-MARCO (1988) y tiene una edad en el límite entre Llandeiliense y Caradociense por lo que es bastante más reciente que los movimientos preordovícicos.

3.2.4. Otros movimientos pre-variscos

Durante la sedimentación de la sucesión paleozoica se produjeron algunos movimientos cuyo reflejo se hizo notar en ciertos cambios de espesor y de facies. Los más notables se aprecian en la Formación de Base, en la que los cambios de espesor en zonas relativamente próximas son más que notables. Estas variaciones de potencia fueron reconocidas por BOUYX (1970) y TAMAIN (1972), quienes las interpretaban como la fosilización de un paleorrelieve. Sin embargo los cambios tan repentinos como el producido en relación con la Falla del Guijo invitan más a pensar en efectos de movimientos de estas estructuras sincrónicos con la sedimentación del comienzo del Ordovícico. Todo ello está reflejando unas ciertas condiciones distensivas en el comienzo de la transgresión ordovícica haciendo rejugar como fallas directas estructuras más antiguas. Estos movimientos, por su posición temporal, pueden considerarse como los equivalentes a la fase Ibérica de LOTZE (1956) y se sitúan temporalmente en la base del Areniense.

Otra evidencia de movimientos pre-variscos son las variaciones en el fondo de la cuenca paleozoica de la región, que quedaron reflejadas en la secuencia sedimentaria. El más notable fue el que causó la laguna estratigráfica del Ashgillense medio. Sin embargo, resulta imposible decidir si estas fluctuaciones fueron debidas a movimientos de tipo epirogénico, o a un fenómeno regresivo del mar paleozoico producto de causas tales como glaciaciones. En esta línea están las interpretaciones de HAFENRICHTER (1980) y ROBARDET y DORÉ (1988), pero también hay interpretaciones respecto a la importancia de fenómenos tectónicos sinsedimentarios (PINEDA, 1987). En el ámbito de la Hoja de Solana del Pino, así como en sus alrededores, los Esquistos Chavera y los Bancos Mixtos, que son las unidades que fosiliza la discontinuidad estratigráfica, muestran una cierta homogeneidad en cuanto a su espesor y facies, no habiéndose encontrado ninguna evidencia de fenómenos tectónicos que les afecten.

Por último, señalar la notable diferencia de espesor que la Cuarcita del Criadero presenta en el núcleo del sinclinal de Solana del Pino, con respecto a la que hay en la banda meridional de afloramientos del Paleozoico inferior. Desgraciadamente, la falta de conexión de afloramientos entre ambas zonas, ha impedido comprender la causa de dicha variación de potencia y de expresión morfológica, la cual puede ser explicada por una simple diferencia de subsidencia. No obstante, son frecuentes las referencias sobre estos cambios de espesor a escala regional (GARCÍA PALACIOS et al., 1996), que en algún caso han sido atribuidos a movimientos tacónicos (TAMAIN, 1964).

3.3. TECTÓNICA VARISCA

Después del depósito del Culm carbonífero se produce la principal orogénesis en la región, la cual se hace notar mediante dos fases tectónicas variscas. La 1^a fase fue la principal y se produjo

como consecuencia de un acortamiento de dirección aproximadamente N-S, que dio lugar a estructuras de aplastamiento de dirección general ONO-ESE. Esta fase afecta a toda la zona cartografiada y es la que origina dos de los 4 grandes pliegues que construyen la geología de la Hoja, es decir, el anticlinal de Alcudia y el sinclinal de Solana del Pino.

Posteriormente a la primera etapa de plegamiento varisco, así como al emplazamiento del Plutón de Santa Elena, en las vecinas Hojas de Santa Elena (862), Aldeaquemada (863), La Carolina (884) y Santisteban del Puerto (885), 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), sí 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, como es el caso del Antiforme de Sierra Madrona y el Sinforme de Los Pedroches.

Estas macroestructuras están afectadas por una 3^a fase de deformación varisca, que se produce como consecuencia de un nuevo campo de esfuerzos que ocasiona un acortamiento aproximadamente E-O. Esta 3^a fase no actúa de forma generalizada en la Hoja y da lugar principalmente a la generación de suaves figuras de interferencia de plegamiento con formas de domo y cubetas. Otro efecto de esta etapa deformativa son grandes fallas de desgarre, que suelen ser el rejuego de antiguos accidentes que son reactivados en este nuevo régimen deformativo. Las más importantes son el sistema de fallas de desgarre que afectan al valle de Alcudia.

3.3.1. Primera fase Varisca (F-1)

3.3.1.1. Macroestructuras

Las principales macroestructuras de la 1^a fase son los grandes pliegues. La morfología de estos pliegues está controlada por la potente y competente Cuarcita Armoricana, ya que sus características reológicas hacen que sea esta unidad la que condicione la amplitud y longitud de onda de los pliegues de primer y segundo orden, amoldándose las demás unidades a la geometría por ella generada.

A grandes rasgos se pueden describir los macropliegues como ligeramente vergentes al sur, de gran longitud de onda y menor amplitud. Desde el punto de vista puramente geométrico se puede hablar de pliegues cilíndricos, isopacos, con ejes subhorizontales y plano axial verticalizado. Los cierres periclinales se producen por inmersión del eje, debido a interferencias con la segunda fase o a la unión de dos estructuras.

La geometría cilíndrica queda patente al realizar la proyección estereográfica de los planos de estratificación de las rocas paleozoicas. Como se puede apreciar en la Fig. 11, los polos de estos planos se distribuyen con una clara tendencia meridiana, concentrándose en un semicírculo mayor de la falsilla. La distribución de polos muestra una clara simetría rómbica, aunque hay claro predominio de planos de buzamientos intermedios, tanto al NNE como al SSO. El eje deducido para el macropliegue muestra una inmersión de 3° en la dirección N 291°E.

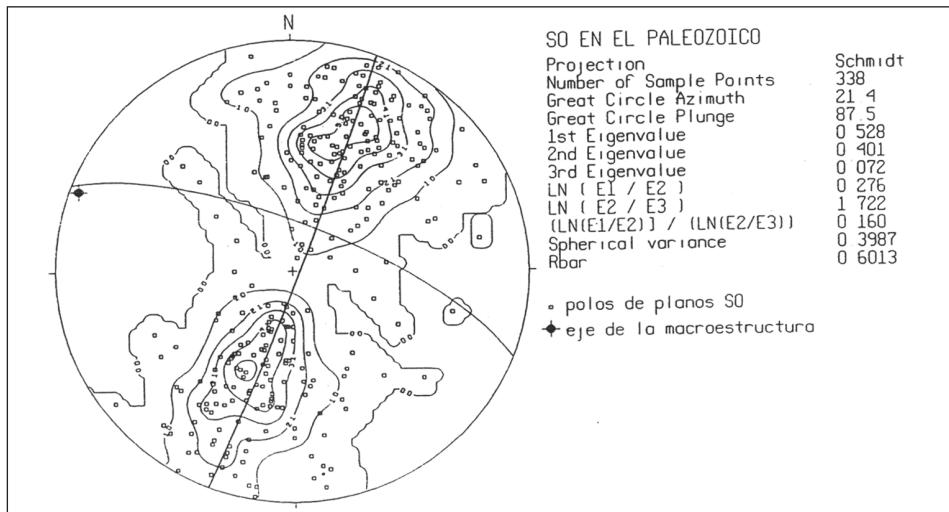


Fig. 11.- Proyección estereográfica de los polos de planos de estratificación (So) en las rocas del Paleozoico inferior de la Hoja 861, Solana del Pino. El semicírculo mayor ONO-ESE (trazo fino) corresponde al plano medio de esquistosidad (S_1) en esas rocas, mientras que el NNE-SSO (trazo grueso) representa al semicírculo mayor medio que contiene a los polos de (S_0).

La parte correspondiente del anticlinal de Alcudia que entra en la Hoja tiene una traza axial general ONO-ESE con una anchura de unos 8 km, que se va estrechando hacia el este. Su flanco norte apenas aparece representado en el mapa y sólo está presente en un corto tramo en la esquina NE del mapa, encontrándose tendido. El Flanco sur aparece normalmente con fuertes buzamientos y se halla cortado por fallas transcurrentes sinistra de rumbos NE-SO a ENE-OSO. En conjunto se muestra como una macroestructura abierta, de amplia longitud de onda y menor amplitud.

El sinclinal de Solana del Pino presenta una anchura entre 5 y 3 km, con una traza axial general ONO-ESE. Aparece afectado por numerosas fallas, destacando por la importancia de sus saltos el sistema sinistro NE-SO a ENE-OSO. Se muestra como una estructura ligeramente apretada, con una longitud de onda igual o inferior a su amplitud. Como consecuencia de ello se producen dentro del macropliegue estructuras apretadas y fallas longitudinales de tipo inverso. En la parte oriental, la macroestructura se abre ampliamente hacia el sur, como consecuencia del cierre periclinal del Antiforme de Sierra Madrona. En esta parte el sinclinal está realmente constituido por varias estructuras de 2º orden, que producen un sucesivo relevo del sinclinal hacia el sur.

Como se ha comentado, el Antiforme de Sierra Madrona se cierra en la parte SE de la Hoja, muy cerca de Hoz de Río Frío, produciéndose éste como consecuencia de una brusca inmersión hacia el SE del eje de la macroestructura. Se interpreta que este cierre está condicionado por interferencia de la F-3 varisca, aspecto que será tratado más adelante. Hacia el oeste, el antiforme muestra una anchura de unos 4,5 km, que es bastante constante hasta las gargantas

de Valhondo y de Aguafría. En este tramo el anticlinal forma un relieve estructural, con forma de una gigantesca bóveda de Cuarcita Armoricana y retazos de Capas Pochico. En la zona de los citados arroyos aparece una importante red de fracturas NE-SO que limitan un notable ensanchamiento de la estructura, la cual adquiere forma dómica descabezada y que corresponde al valle de Valmayor. En conjunto la macroestructura se muestra como una sinusoida casi perfecta, con una longitud de onda y una amplitud semejantes.

El sinclinalio de Los Pedroches muestra un estilo tectónico diferente, lo cual se debe a que esta macroestructura no está controlada geométricamente por las unidades cuarcíticas del Paleozoico inferior. Muestra una traza axial arqueada, desde un rumbo ONO-ESE en la parte occidental, a E-O en la parte central y de nuevo ONO-ESE en la oriental. La estructura interna es difícil de controlar, pero a juzgar por las medidas tomadas de los planos de estratificación, la parte correspondiente al mapa parece ser zona de flanco (Fig. 12). Los planos están casi todos buzando al sur y las relaciones estructurales indican una situación normal, con polaridad sinclinal en el mismo sentido.

Otras macroestructuras de la 3^a fase también reseñables son algunas fallas longitudinales a la dirección de los pliegues y que son contemporáneas o ligeramente tardías respecto al plegamiento. Se reconocen dos tipos distintos de estas fracturas que son:

- Fallas inversas de gran ángulo. En el ámbito de la Hoja se reconocen varias de estas fallas en el núcleo del sinclinal de Solana del Pino y se producen por acomodación en zonas de plegamiento apretado, al sobrepasarse el límite elástico de las rocas y solucionarse la

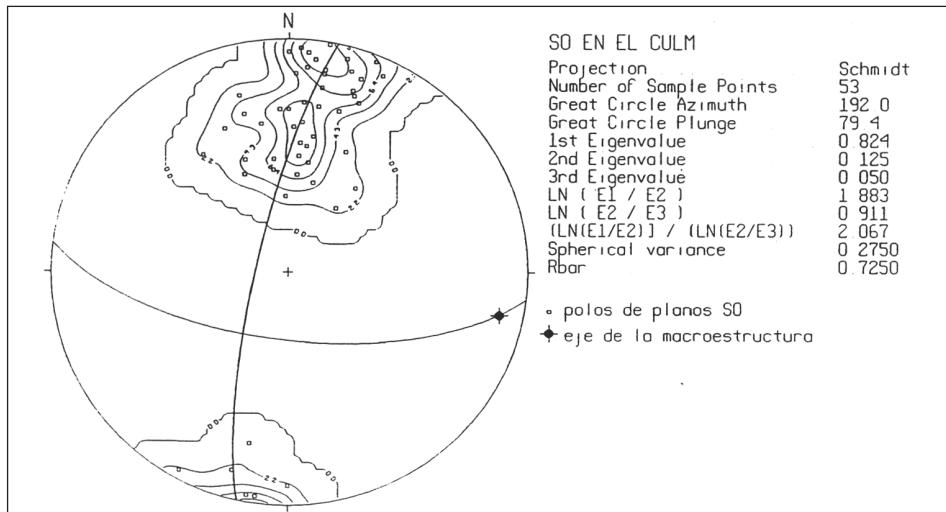


Fig. 12.– Proyección estereográfica de los polos de planos de estratificación (So) en las rocas del Culm de la Hoja 861, Solana del Pino. El semicírculo mayor ONO-ESE (trazo fino) corresponde al plano medio de esquistosidad (S_1) en esas rocas, mientras que el NNE-SSO (trazo grueso) representa al semicírculo mayor medio que contiene a los polos de (So).

compresión mediante falla inversa. Estas fallas, al mostrar un rumbo favorable, aparecen normalmente rejugadas como desgarres en la 3^a fase varisca.

- Fallas directas. En la Hoja de Solana del Pino hay algunas fallas importantes de este tipo, destacando las dos que pueden verse en el río Jándula, en el paraje de Los Pontones. Estas fallas producen la compartimentación en tres bloques de la estructura de la Sierra del Herruzo, ocasionando el hundimiento del labio septentrional respecto al meridional, con magnitudes de salto hectométricas. Estas fallas se producen como una respuesta frágil ante el cese de la compresión de la 1^a fase, produciéndose un fenómeno extensivo contrapuesto al compresivo que acaba de finalizar.

3.3.1.2. Mesoestructuras

Las estructuras de tamaño decamétrico generadas por la primera fase varisca son pliegues, fallas inversas, cizallas dúctil-frágiles de fuerte inclinación y laminaciones tectónicas. Las más importantes son pliegues, encontrándose desarrollados en todas las unidades litológicas y localizados principalmente en los núcleos sinclinales.

La geometría de los pliegues a esta escala está en función de la unidad litoestratigráfica plegada y su situación dentro de los macropliegues. El primer factor influye de forma sustancial en su desarrollo, pues no resulta igual plegar una formación litológicamente homogénea que una constituida por alternancias de capas de distinta naturaleza. De igual manera, resulta muy distinto el plegamiento en función de la competencia las rocas y de la diferencia de comportamiento reológico entre unidades. Así, los tramos ortocuarcíticos, Cuarcita Armoricana, la Cuarcita de Canteras y la Cuarcita del Criadero, pueden ser consideradas como unidades litoestratigráficamente homogéneas formadas por rocas de gran competencia. El plegamiento de ellas está controlado esencialmente por su espesor y así, mientras que la Cuarcita Armoricana es muy potente y genera sólo macroestructuras, las otras dos cuarcitas sufren una deformación peculiar a causa de su más reducido espesor y de estar rodeadas de rocas de menor competencia que ellas.

Los pliegues desarrollados en las unidades pizarrosas Pizarras del Río, Pizarras Chavera y Culm, presentan normalmente morfología de pliegues cerrados, con ángulos entre los flancos inferiores a 70°. Este carácter es más acentuado en los macrosinclinales apretados, mientras que en las zonas de menor deformación pueden desarrollarse también pliegues abiertos, con ángulos entre 120° y 70°. Desde el punto de vista geométrico estos pliegues son cilíndricos, con eje subhorizontal, y plano axial subvertical o con fuerte buzamiento al norte. Normalmente son isopacos o con ligeros engrosamientos de las charnelas. Por último, indicar que los pliegues mayores de estas unidades homogéneas de baja competencia presentan frecuentemente charnelas complejas, formadas por una gran cantidad de pliegues menores.

En las unidades constituidas por alternancias de rocas de distinta naturaleza, se desarrollan a esta escala pliegues normalmente abiertos. En las zonas de mayor deformación esta morfología se mantiene, resolviéndose el mayor aplastamiento con un mayor replegamiento y generación de una gran cantidad de pliegues menores. Geométricamente se trata de pliegues cilíndricos, isopacos, con eje subhorizontal y plano axial subvertical (Fig. 13).

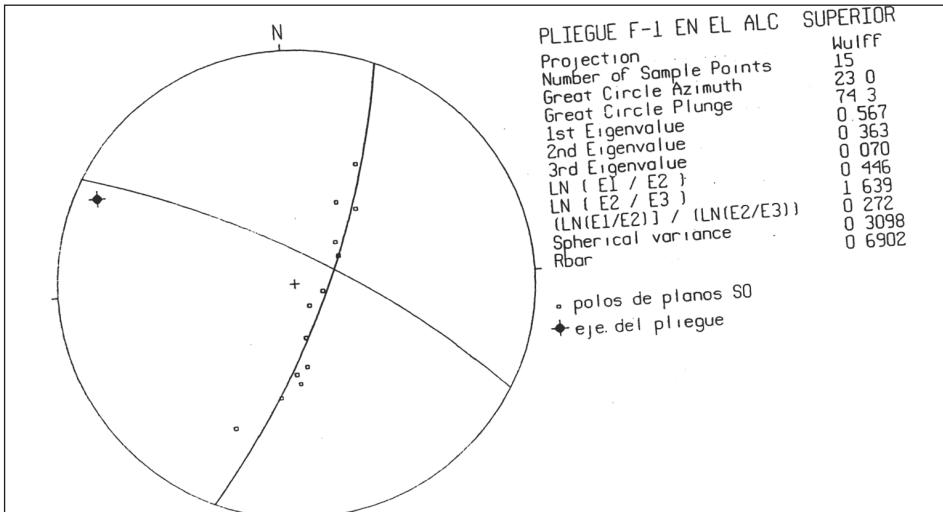


Fig. 13.- Representación estereográfica de un pliegue de F_1 , varisca en el Alcudiente superior de la Hoja 861, Solana del Pino. El semicírculo mayor NNE-SSO corresponde al plano medio que engloba a los polos de planos (S_0) Y el de rumbo ONO-ESE corresponde al plano medio de esquistosidad (S_1) en el pliegue.

Un plegamiento particular sufren los niveles muy competentes intercalados en las formaciones de alternancias, tal y como ocurre con la Cuarcita de Canteras y otros paquetes cuarcíticos potentes de las Capas Pochico y las Alternancias Canteras. Cuando el plegamiento no es muy fuerte, estas rocas se deforman en conjunto con el resto de la unidad, dando lugar a los pliegues descritos. Sin embargo, cuando la deformación es acusada tienden a desarrollar grandes pliegues cerrados e incluso apretados, con charnelas angulosas, que tienen morfología en "Chevron" y marcada vergencia al sur. En ciertas condiciones las charnelas son apretadas y cilíndricas, pero no llegan a tener engrosamientos.

Otras mesoestructuras encontradas han sido cizallas dúctil-frágiles de gran ángulo. Estas se encuentran en las zonas de mayor deformación y siempre en relación con gran cantidad de pliegues menores. Estas estructuras se desarrollan exclusivamente en las unidades de alternancias y no son frecuentes. Las cizallas son prácticamente paralelas y longitudinales a los ejes de los pliegues y tienen buzamientos que varían de 75° a 55° al norte. La anchura de las zonas afectadas por ellas no es muy grande, no superando el par de metros, y su continuidad lateral suele ser hectométrica. La deformación que ocasionan en las rocas consiste en un estiramiento y recristalización de los minerales (normalmente silicificación), así como en la aparición de estructuras menores tales como grietas de tensión, esquistosidad milonítica y budines. Los mejores ejemplos de estas cizallas se encuentran en el corte del río Jándula en el paraje de Los Pontones.

Por último, aunque son mucho más escasas que las cizallas dúctil-frágiles, también se han encontrado como mesoestructuras algunas fallas inversas de bajo ángulo. Los ejemplos de estas estructuras son pocos y se encuentran todos en las zonas más internas del sinclinal de Solana

del Pino. Son realmente cizallas de bajo ángulo cuya principal componente es frágil. Tienen poco espesor, limitándose la estructura a su plano de la falla. Dan lugar a pequeños cabalgamientos con transporte siempre hacia el sur. Los desplazamientos son siempre cortos, no superando los 10 m. Por criterios de campo se puede decir que estas fallas son tardías respecto al resto de las estructuras de la primera fase, pues cortan a todas ellas. Pueden representar por ello pequeñas estructuras de acomodación originadas al final de la primera fase varisca. El ejemplo más espectacular se ha visto en la mina La Nava, al SO de Solana del Pino.

3.3.1.3. Estructuras menores y microestructuras

La estructura menor más significativa que genera la 1^a fase varisca es la esquistosidad S_1 , la cual está generalizada en todo el mapa. La formación de una fábrica planar en las rocas de la zona es una característica propia de esta fase tectónica, pudiéndose considerar como la única existente en el ámbito de la Hoja.

Se trata de una esquistosidad de plano axial, contemporánea con el desarrollo de los pliegues de F-1. Prueba de ello es que tanto las lineaciones de intersección con los planos de estratificación (L_1) en las rocas paleozoicas, como los ejes de los pliegues generados, son coincidentes y se sitúan a los bordes del plano medio de S_1 . (Fig. 14). En las Figs. 15 y 16 se muestra respectivamente el estereograma de polos y la roseta de direcciones de los planos de S_1 en las rocas paleozoicas de la Hoja, diagramas en el que se aprecia un rumbo ampliamente dominante ONO-ESE, el cual incluye el valor del plano medio N 117°E con 73° de buzamiento al NNE. En

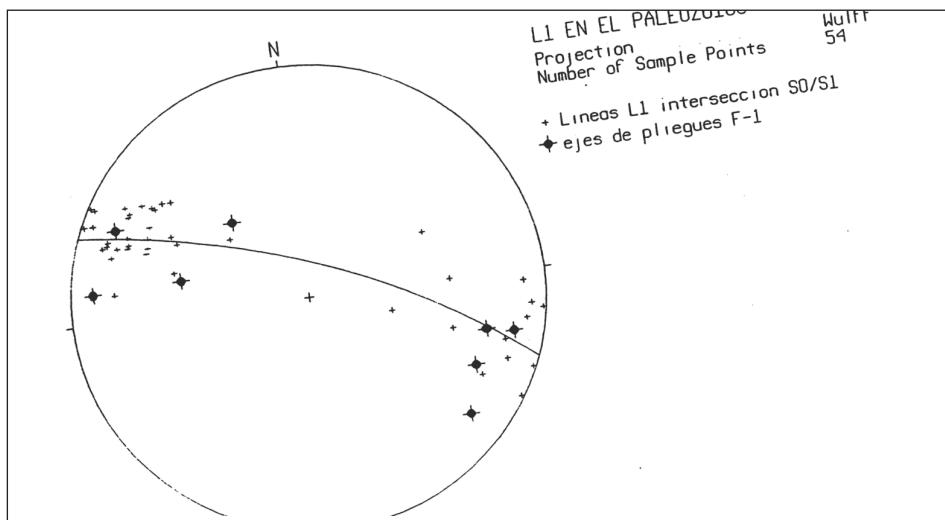


Fig. 14.– Proyección estereográfica de las lineaciones de intersección (L_1) entre planos de estratificación (S_0) y esquistosidad (S_1) en las rocas del Paleozoico inferior de la Hoja 861, Solana del Pino. El semicírculo mayor representado ONO-ESE corresponde al plano medio de esquistosidad (S_1).

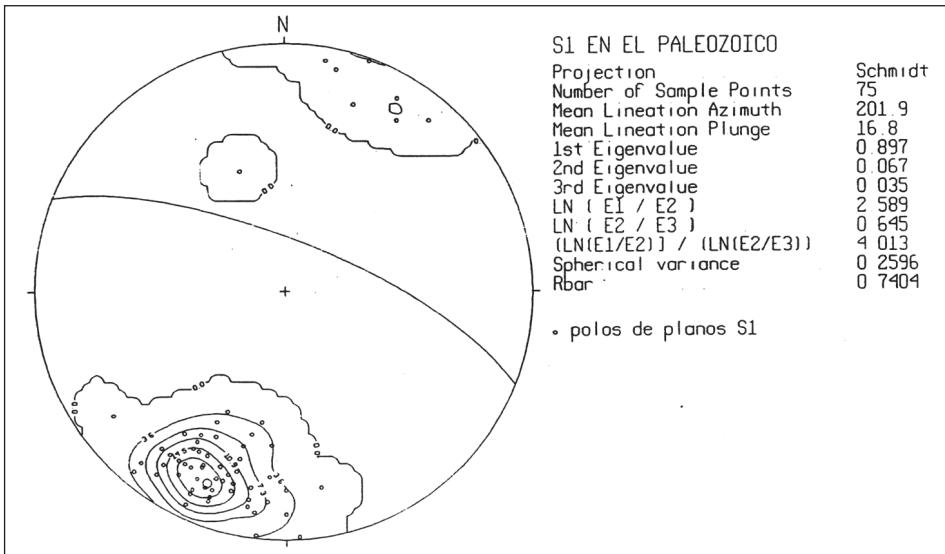


Fig. 15.- Proyección estereográfica de los polos de los planos de esquistosidad (S_1) en las rocas del Paleozoico inferior de la Hoja 861, Solana del Pino. El semicírculo mayor representado corresponde al plano medio de esquistosidad (S_1) en esas rocas.

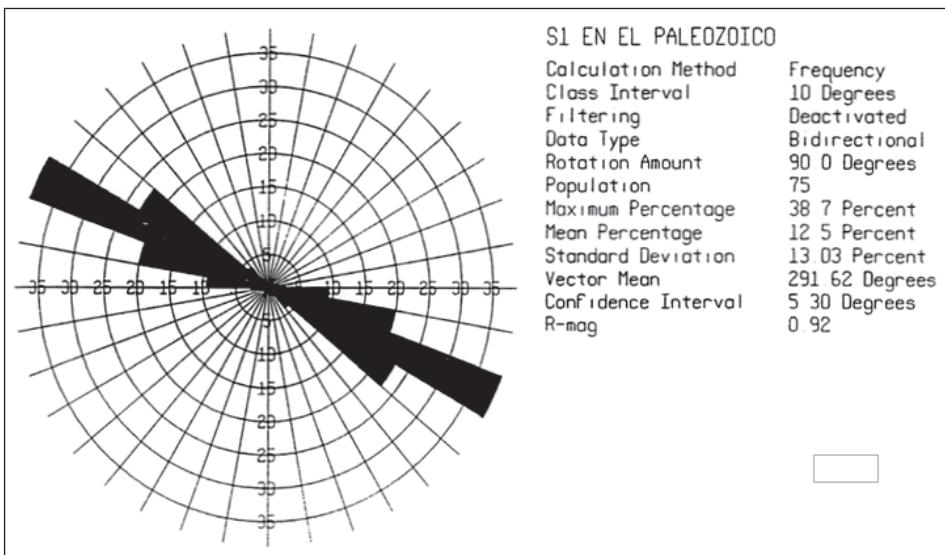


Fig. 16.- Roseta de direcciones de los planos de esquistosidad (S_1) en las rocas del Paleozoico inferior de la Hoja 861, Solana del Pino.

el estereograma de polos se puede apreciar una gran concentración hacia el borde del cuadrante SSO, reflejo de la homogeneidad de datos y de una ligera vergencia de las estructuras de F-1 en ese sentido.

En las rocas precámbricas el comportamiento de la S_1 no se aleja de la pauta normal del resto de la Hoja, con un plano medio N 107°E y 69°N de buzamiento para el valle de Valmayor (Fig. 17), y de N 121°E 80°NE y de N 112°E 73°NE respectivamente para los conjuntos precámbricos inferior y superior en el anticlinal de Alcudia (Figs. 19 y 21). Si se observan las rosetas de direcciones de los planos de esquistosidad en las tres unidades, se puede ver que mientras en el Alcudiense superior (Fig. 22) la (S_1) es prácticamente igual que en las rocas paleozoicas, tanto en el Alcudiense inferior de Valmayor (Fig. 18) como de Alcudia (Fig. 20) aparecen unos máximos menores junto al principal. Estos máximos, casi E-O en Valmayor y NO-SE en Alcudia, corresponden a distorsiones de F-3 varisca.

En las rocas del Culm la esquistosidad (S_1) muestra una dirección cercana a E-O (Fig. 23), con un plano medio N 93°E y buzamiento 66°S, lo que implica un cambio de vergencia de la macroestructura de F-1.

Sobre el terreno, la esquistosidad reconocida se puede considerar como una *slaty cleavage* que tiene un desigual desarrollo en cada término litológico. Así, en los materiales pizarrosos está mucho mejor formada que en los arenosos, y en los paquetes ortocuarцитicos prácticamente no

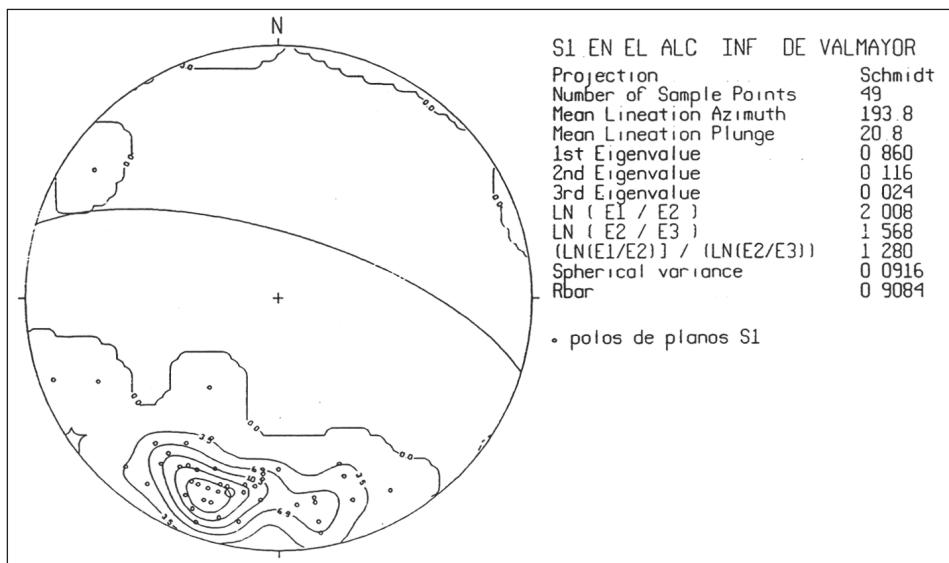


Fig. 17.– Proyección estereográfica de los polos de los planos de esquistosidad (S) en las rocas del Alcudiense inferior de la parte correspondiente del valle de Valmayor que entra en la Hoja 861, Solana del Pino. El semicírculo mayor representado corresponde al plano medio de esquistosidad (S_1).

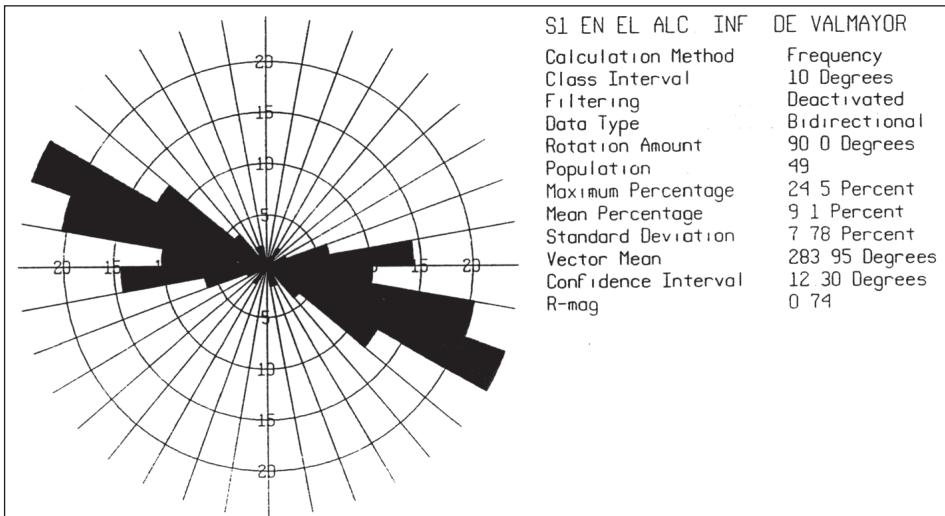


Fig. 18.- Roseta de direcciones de los planos de esquistosidad (S_1) de la parte correspondiente del valle de Valmayor que entra en la de la Hoja 861, Solana del Pino.

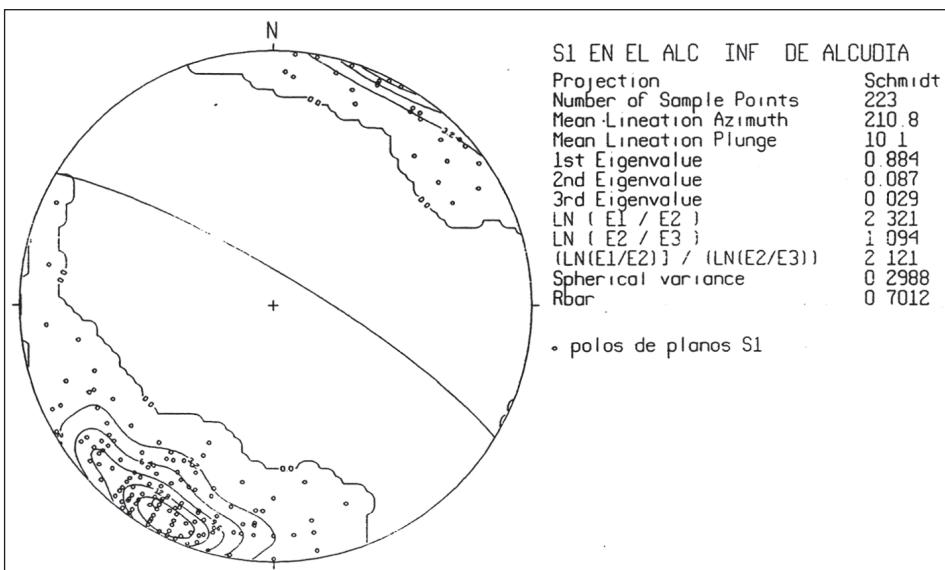


Fig. 19.- Proyección estereográfica de los polos de los planos de esquistosidad (S_1) en las rocas del Alcudiense inferior de la parte del anticlinal de Alcudia que entra dentro de la Hoja 861, Solana del Pino. El semicírculo mayor representado corresponde al plano medio de esquistosidad (S_1) en esas rocas.

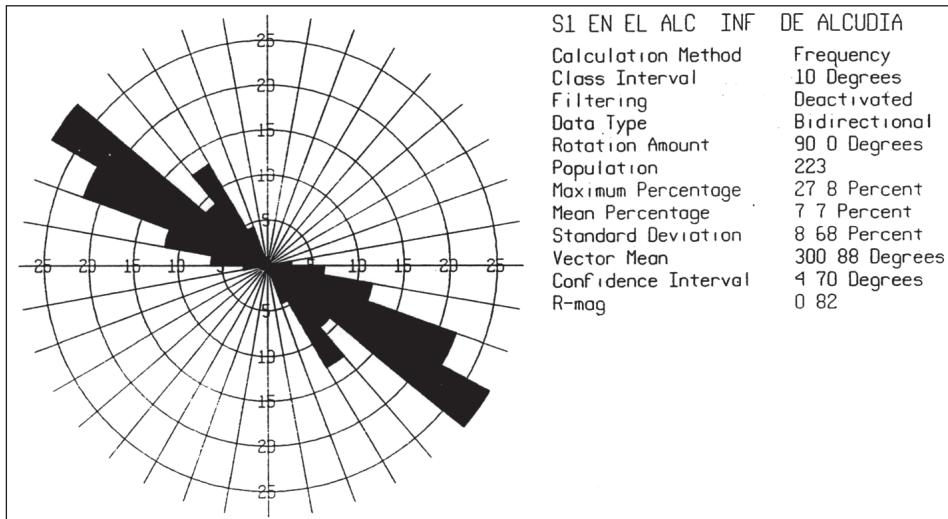


Fig. 20.– Roseta de direcciones de los planos de esquistosidad (S_1) en las rocas del Alcudiense inferior de la parte del anticlinal de Alcudia que entra dentro de la Hoja 861, Solana del Pino.

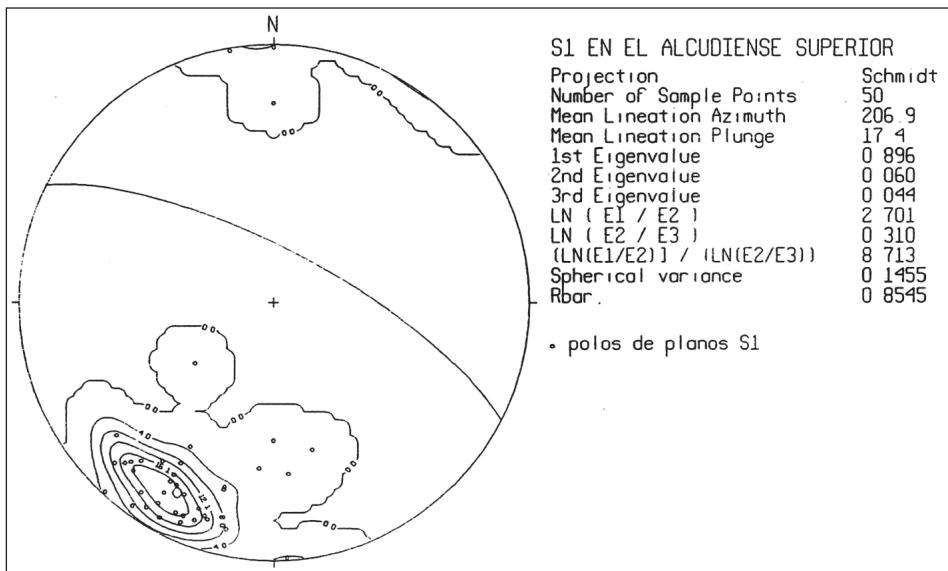


Fig. 21.– Proyección estereográfica de los polos de los planos de esquistosidad (S_1) en las rocas del Alcudiense superior de la parte del anticlinal de Alcudia que entra dentro de la Hoja 861. Solana del Pino. El semicírculo mayor representado corresponde al plano medio de esquistosidad (S_1) en esas rocas.

S1 EN EL ALCUDIENSE SUPERIOR

Calculation Method	Frequency
Class Interval	10 Degrees
Filtering	Deactivated
Data Type	Bidirectional
Rotation Amount	90 0 Degrees
Population	50
Maximum Percentage	28 0 Percent
Mean Percentage	12 5 Percent
Standard Deviation	8 37 Percent
Vector Mean	296 60 Degrees
Confidence Interval	8 96 Degrees
R-mag	0 85

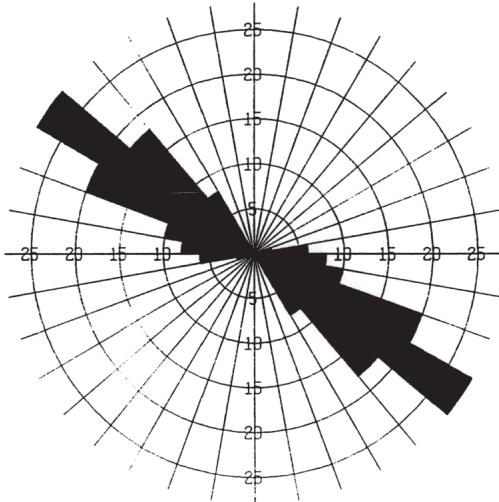


Fig. 22.- Roseta de direcciones de los planos de esquistosidad (S_1) en las rocas del Alcudienense superior de la parte del anticlinal de Alcudia que entra dentro de la Hoja 861, Solana del Pino.

S1 EN EL CULM

Calculation Method	Frequency
Class Interval	10 Degrees
Filtering	Deactivated
Data Type	Bidirectional
Rotation Amount	90 0 Degrees
Population	43
Maximum Percentage	37 2 Percent
Mean Percentage	11 1 Percent
Standard Deviation	12 09 Percent
Vector Mean	277 20 Degrees
Confidence Interval	8 60 Degrees
R-mag	0 88

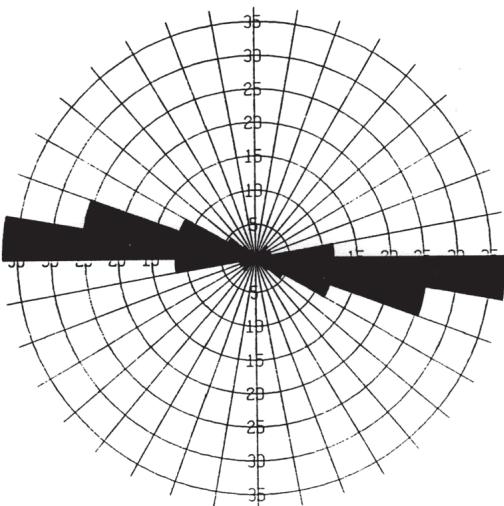


Fig. 23.- Roseta de direcciones de los planos de esquistosidad (S_1) en el Culm de la Hoja 861, Solana del Pino.

se reconoce. Consecuencia de ello es que en las unidades litoestratigráficos de la zona, constituidas por alternancias de pizarras y areniscas, sean frecuentes los fenómenos de refracción. También se reconoce un desigual desarrollo espacial de la (S_1), apreciándose de forma general una disminución progresiva de su intensidad de norte a sur, de tal forma que en los arroyos de Constanza y de la Torrecilla prácticamente no aparece. Sin embargo, al entrar en el Culm la (S_1) adquiere de nuevo un gran desarrollo, pudiéndose considerar a la parte más meridional del mapa como la zona donde estos planos muestran una mayor expresión.

Al microscopio se puede apreciar que los planos de esquistosidad se forman mediante una reorientación de los elementos planares existentes en las rocas, principalmente las placas de micas y la matriz serícita. Entre los granos de cuarzo se reconocen incipientes procesos de disolución bajo presión (*pressure-solution*) y en las rocas ricas en materia orgánica se produce una concentración de los materiales carbonosos a lo largo de dichos planos. En las areniscas con moscovita y en las pizarras arenosas la esquistosidad generada no llega a borrar la foliación sedimentaria original, la cual viene marcada por las micas detriticas. La intersección de estos dos planos genera astillas (pizarrines o *pencil structures*), que en ciertos casos son muy especiales.

En resumen, se puede afirmar que la esquistosidad desarrollada por la F-1 varisca no fue un fenómeno penetrativo y no alteró sustancialmente la fábrica original de las rocas afectadas. Este hecho está reflejando que esta etapa deformativa no ocasionó un aplastamiento importante.

Otras estructuras menores de importancia son los pliegues a pequeña escala, que son muy frecuentes en la Hoja de Solana del Pino. Los replegamientos son más frecuentes en las unidades de alternancias y en las pizarrosas, en especial en zonas de núcleos sinclinales, siendo prácticamente inexistentes en las cuarcíticas.

En los núcleos sinclinales de ordenes mayores se forman pliegues algo más apretados de lo normal, dándose casos en que la longitud de onda es menor que la amplitud de su sinusoide. Lo normal en estos casos es que el pliegue adquiera forma de *chevron*, presentando charnelas rotas y algunas disarmonías entre capas. En ciertas condiciones, el aplastamiento puede ser importante y se pueden llegar a alcanzar engrosamientos de charnelas y pliegues de clase 1C de la clasificación de RAMSAY (1967) (PALERO, 1992). Buenos ejemplos de estos pliegues pueden verse en las Capas Pochico del río Jándula, en el paraje de Los Pontones.

En las unidades pizarrosas de cierto espesor, como las Pizarras del Río, las capas arenosas aisladas dan lugar a pliegues de tipo ptigmático como consecuencia de la acusada diferencia de competencia entre ambos tipos rocosos.

En los flancos de los grandes anticlinales se desarrollan algunos pliegues menores, en especial en las Capas Pochico. Son los denominados pliegues de flanco (*drag folds*) y suelen ser isopacos, cilíndricos, con eje subhorizontal y plano axial subvertical. Como peculiaridad presentan el flanco situado hacia la charnela anticlinal mucho más corto que el otro. Algunos ejemplos de estos pliegues están presentes en la carretera de Puertollano a Andújar en la subida del puerto de Madrona.

Mención aparte merecen los pliegues menores variscos desarrollados en los conjuntos litológicos precámbricos, los cuales aparecen repartidos de forma irregular en los afloramientos de estas rocas. Se pueden reconocer tres tipos diferentes de pliegues en función de la posición actual del eje axial:

- Pliegues con ejes axiales subverticales. Son el resultado del replegamiento de planos de estratificación verticalizados. Son pliegues cilíndricos, isopacos, presentan el plano axial subvertical y el eje con inmersión variando entre 90° y 75° . Es corriente que presenten longitudes de onda y amplitudes cortas y parecidas, dando formas sinusoidales simétricas.
- Pliegues con ejes de inmersión medio. Se producen al replegar superficies de (S_0) originalmente tendidas. Estos pliegues son de geometría cónica o pseudocilíndrica, son isopacos o con ligeros engrosamientos de charnela y suelen presentar ligera vergencia al sur.
- Pliegues con ejes subhorizontales. Se forman al plegar estratos originalmente horizontalizados. Son pliegues cilíndricos o pseudocilíndricos, isopacos o con ligeros engrosamientos de charnela, mostrando planos axiales subverticales.

La distribución espacial de estos pliegues menores no tiene un control claro. Es frecuente encontrar zonas muy replegadas, como en el arroyo de la Gamonosa, las cuales alternan con zonas poco deformadas. Aparentemente no existen causas que justifiquen esta irregularidad en la nucleación de pliegues menores, pero resulta evidente que las posiciones más favorables para su desarrollo se dan cuando los planos de S_0 tenían una dirección pre-varisca próxima a N-S.

3.3.1.4. Mecanismos de deformación de la 1^a fase varisca

Las estructuras generadas durante la 1^a fase varisca demuestran que la deformación se realizó en la epizona pero por debajo del frente de esquistosidad, en lo que correspondería al límite de los niveles estructurales medio e inferior de MATTAUER (1976). En esta situación, el plegamiento se realizó por un proceso de *buckling* (RAMSAY y HUBER, 1987), como consecuencia de un flexo-deslizamiento entre capas que se puede reconocer a todas las escalas.

La macroestructura general viene definida por la Cuarcita Armoricana, que controla la geometría a escala regional al reunir las condiciones mecánicas ideales para el desarrollo de este proceso de *buckling*.

A escala de los pliegues menores, el mecanismo de plegamiento sigue siendo el mismo, favorecido además porque las unidades litológicas están constituidas mayoritariamente por alternancias de rocas con gran diferencia de competencia. Como muestra de ello están las estrías que aparecen entre las capas areniscosas y la aparición de grietas de tensión perpendiculares al arco exterior de los pliegues. Cuando una capa competente tiene un espesor mayor del normal de la alternancia que la rodea, aparecen entonces señales de deformación tangencial, con la formación de grietas de tensión dentro de la capa dura, a veces dispuestas en *échelon*, y contactos mecanizados.

3.3.2. Deformaciones de Segunda fase Varisca (F-2)

3.3.2.1. Zona de cizalla Puente Génave-Castelo de Vide

Posteriormente a la primera etapa de plegamiento varisco, así como al emplazamiento del Plutón de Santa Elena, en las vecinas Hojas de Santa Elena (862), Aldeaquemada (863), La Carolina (884) y Santisteban del Puerto (885), 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), sí 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.

Una falla frágil, a veces con brechificación asociada, con un buzamiento medio de unos 30° hacia el sur, separa la zona de cizalla que afecta a las pizarras ampelíticas silúricas del bloque de techo, constituido por rocas de edad devónica o Carbonífero inferior (Culm), llegando a apoyarse directamente los materiales del Culm sobre las pizarras ampelíticas filonitzadas 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 del Silúrico (Fig. 24). En ella se observan lineaciones de estiramiento de dirección NNE-SSO, que en esta Hoja giran a NNO-SSE (N160E, 38°S), o NO-SE (N140E, 20°E), que junto con la presencia de *ribbons* de cuarzo, estructuras de tipo S/C buzando al S entre 30° y 55° (siendo mayor el buzamiento de los planos C que los S), "peces" de mica y , más al E, en las vecinas Hojas de Santa Elena, La Carolina, Aldeaquemada y Santisteban de Puerto, cristales de andalucita estirada, con grietas de tensión llenas de cuarzo y/o clorita, y colas de presión asimétricas (Fig. 6.3), 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).

En el arroyo del Chupón y en la carretera de Andújar, se han encontrado algunos kink-bands con sentido de movimiento en el plano vertical y pliegues suaves de eje y plano axial subhorizontales. Estas estructuras muestran un acortamiento en la vertical, o lo que es lo mismo, una extensión horizontal de sentido N-S. Se dan solamente en litologías de escasa competencia (Pizarras del Río y Culm), siempre y cuando la anisotropía de la roca se halle en posición subvertical.



Fig. 24.– Filonitas brechificadas afectando al Silúrico, asociadas a la Zona de cizalla Puente Génave-Castelo de Vide. Unos 500 m al O de la Loma de la Lastra.

La edad de la zona de cizalla queda limitada por la edad del Plutón de Santa Elena (al que deforma), datado en 3195 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 ± 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).

3.3.2.2. 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 Sínforme 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, aflorante hacia el E, fuera de la Hoja, 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 el sector suroeste de esta Hoja se encuentra el 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. Este antiforme de segunda fase y pliegues relacionados, pliegan y vuelcan el flanco normal del Sinclinal de Fase 1 del Guadalméz.

En las cercanías, hacia el S del área de la Hoja, durante el Westfaliense D-Pérmitico 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 Moscovicense-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 (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; CASTRO, 1990), 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.

La existencia de este accidente de carácter extensional y de los pliegues asociados que se han descrito, explicaría por qué las rocas del Culm presentan en general un estilo tectónico diferente al resto de rocas de la Hoja de Solana del Pino, ya que, aunque la deformación principal que se puede apreciar en ellas es asimilable a la 1^a fase varisca, presentando a grandes rasgos los caracteres descritos en los puntos anteriores, se reconoce una deformación post-F-1 que no tiene nada que ver con la que se venía denominando 2^a fase varisca del resto de la región.

En el borde meridional de la Hoja se puede apreciar una progresiva flexión tanto en los planos de estratificación como en los de esquistosidad S₁, que llega a ponerlos en posición casi subhorizontal. En la Hoja situada al sur se produce el plegamiento completo, describiéndose un suave y abierto sinclinal de rumbo próximo a E-O (Sinforme del Jándula). Reflejo de ello es el estereograma de polos de planos de esquistosidad S₁ (Fig. 25), los cuales muestran un rumbo casi constante, pero una dispersión clara en sus buzamientos. Las lineaciones de intersección L₁ entre planos S₀ y S₁ muestran una disposición prácticamente normal y se sitúan en los bordes de la falsilla (Fig. 26), sin que apenas se noten efectos deformativos de la flexión E-O. Es decir, ambas deformaciones tienen un campo de esfuerzos homoaxial.

La horizontalización de las estructuras de 1^a fase varisca ha sido reconocida por RÍOS (1977 y 1978) en la zona de Santa Elena. Este autor describe un arqueamiento anticinal de rumbo E-O que dobla a toda la estructura de F-1, aflorando en su núcleo el plutón de Santa Elena. Pese a que el corte efectuado por Ríos planteaba entonces una difícil interpretación geométrica, resultaba indiscutible la existencia de una deformación que afecta a la posición de la esquistosidad en ese sector de Sierra Morena Oriental.

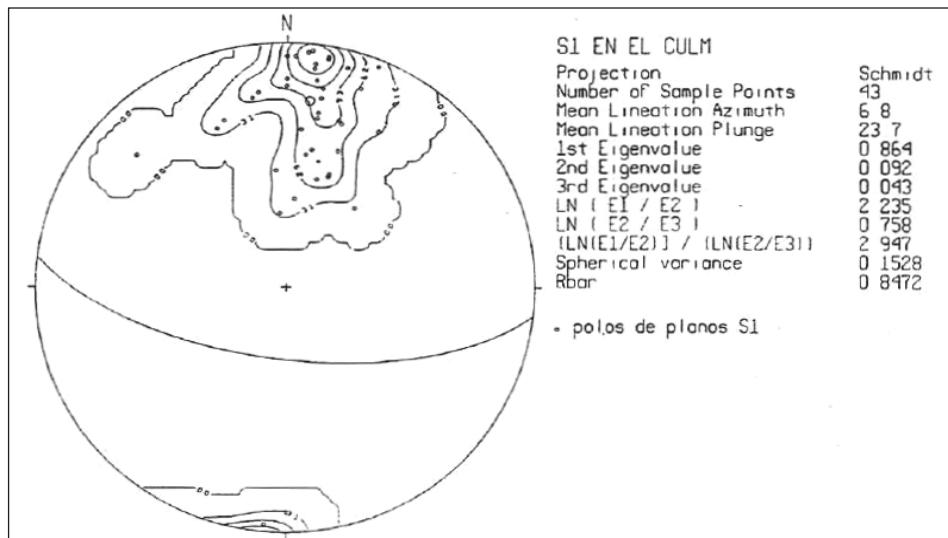


Fig. 25.— Proyección estereográfica de los polos de los planos de esquistosidad (S₁) en las rocas del Culm de la Hoja 861, Solana del Pino. El semicírculo mayor representado corresponde al plano medio de esquistosidad (S₁) en esas rocas.

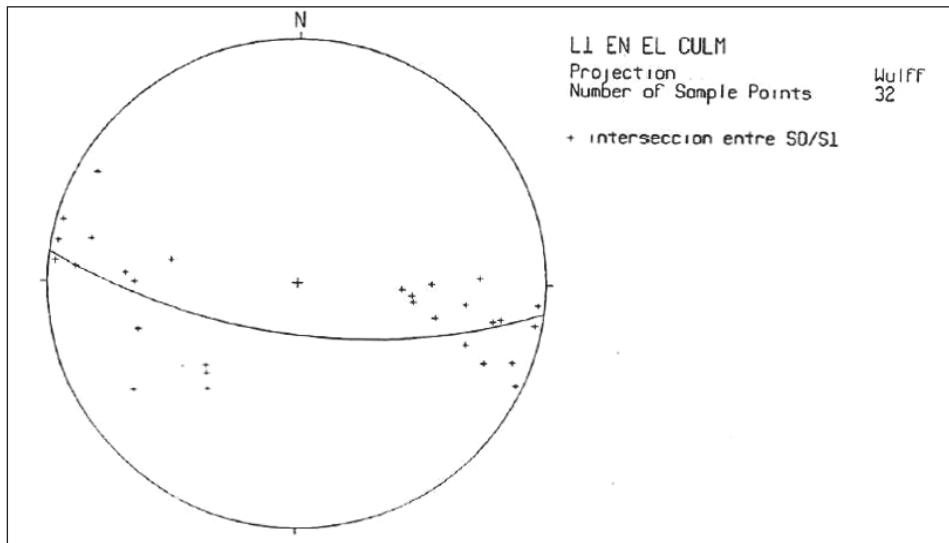


Fig. 26.- Proyección estereográfica de las lineaciones de intersección (L_1) entre planos de estratificación (S_0) Y esquistosidad (S_1) en las rocas del Culm de la Hoja 861, Solana del Pino. El semicírculo mayor representado ONO-ESE corresponde al plano medio de esquistosidad (S_1).

Respecto a la relación temporal de esta deformación con la tradicional 2^a fase varisca en la comarca, dos datos parecen indicar que la horizontalización de la esquistosidad S_1 puede ser anterior a la formación de las cizallas. RÍOS (1977 y 1978) describe un giro en la traza axial de la antiforma por él definida al atravesar el plutón de Santa Elena. Este giro puede ser interpretado como un ligero cizallamiento sinistro compatible con la dinámica de la principal banda de cizalla que afecta al valle de Alcudia. Resulta significativo además que este granitoide se sitúa justamente en la prolongación suroriental de dicha banda de cizallamiento. Este autor también describe unos pliegues menores de dirección N-S, que interpreta como pertenecientes a una tercera fase varisca. Evidentemente, estos pliegues resultan compatibles con el aplastamiento E-O de la fase de cizallamiento, por lo que se pueden considerar como generados por ella. Por ello, esta deformación puede ser considerada temporalmente intermedia entre la F-1 de plegamiento y la posterior (anteriormente denominada F-2) de cizallamiento.

3.3.3. Tercera fase Varisca (F-3)

3.3.3.1. Macroestructuras

La deformación de 2^a fase presenta un carácter heterogéneo y sus efectos se hacen notar de forma muy desigual a escala regional. Como consecuencia de ello, en la Hoja de Solana del Pino sus efectos son poco aparentes. Las macroestructuras principales reconocidas son suaves formas de domos y cubetas, resultado de la interferencia de plegamientos cruzados por el acortamiento E-O, que es casi ortogonal al de 1^a fase varisca. Las estructuras más relevantes son las siguientes:

- Domo de Valmayor. Esta estructura es consecuencia de la interferencia del Antiforme de Sierra Madrona con una flexión antiformal de rumbo NNO-SSE. Hacia el norte esta flexión produce el levantamiento del eje de las estructuras de 2º orden dentro del sinclinal de Solana de Pino, con la consecuente desaparición de las unidades litológicas del Ordovícico medio y superior.
- Cubeta del Piruétano. Al sur de la población de Solana del Pino aparecen unos núcleos sinclinales donde se hallan las rocas más modernas dentro de gran sinclinal de 1ª fase. El mayor de estos núcleos es el del Piruétano, flanqueado por la Cuarcita del Criadero y que tiene forma alargada según una traza axial E-O. Los límites se producen por el levantamiento del eje axial, que ocasiona el cierre a ambos lados de la estructura. Es decir, adquiere una forma de cubeta por la interferencia de una flexión sinformal de rumbo NNO-SSE. Esta flexión apenas se hace notar en el anticlinal de Sierra Madrona, salvo por una notable presencia de las Capas Pochico en la zona de charnela, unidad que está prácticamente ausente en el resto de la traza axial anticlinal.
- Cubeta de Peña Blanca. En la esquina SE de la Hoja aparece una estructura de cierta complejidad, con una forma general de cubeta. La presencia de esta cubeta produce el hundimiento del eje del Antiforme de Sierra Madrona, dando lugar al su cierre periclinal en la Hoz de Río Frio. Esta estructura se forma por una flexión sinclinal de F-3, que debe quedar bastante restringida a la zona suroriental del mapa.
- Domo del Poyo del Corzo. Al norte de la población de El Hoyo aparece una estructura dómica muy aparente formada por Cuarcita Armoricana. Este domo se origina como consecuencia de un abombamiento de un anticlinal de F-1 que se ve limitado al norte por fallas longitudinales tardí-F-1, las cuales amortiguan la extensión en ese sentido de la flexión de F-3.

Las características bandas de cizallamiento de F-3, que afectan a importantes zonas de la región, tienen poca representación en el ámbito de la Hoja. A escala cartográfica se reconocen estructuras de este tipo en la parte NO de la Hoja, en el extremo occidental (valle de Valmayor) y en la Sierra Madrona. Las primeras son cizallas frágiles con rumbo NO-SE y componente de desplazamiento sinistra, las cuales son realmente la reactivación en un nuevo campo comprensivo E-O de las estructuras pre-variscas que limitan la banda de Alcudiense superior del barranco de Los Pilancones. Efectivamente, este límite se presenta como una amplia banda de cizallamiento, donde a escala de afloramiento se reconocen una importante red de fracturas de movimiento sinistro, con rumbos NO-SE y ONO-ESE, las cuales compartimentan las rocas en polígonos de formas ovaladas. Estas fracturas corresponden a los sistemas Y y R₁ (Riedel sintético) de una banda de cizalla transcurrente sinistra de rumbo NO-SE.

El accidente que afecta a las rocas precámbricas del valle de Valmayor, corresponde a una banda de cizalla frágil-dúctil de rumbo ENE-OSO y componente dextral. Es la prolongación hacia el NE de una importante cizalla frágil, la cual corta al flanco meridional del anticlinal de Valmayor en la vecina Hoja de Fuencaliente. Esta cizalla adquiere un importante carácter dúctil al entrar en las rocas precámbricas, afectando a una banda de unos 500 m de anchura donde aparecen fracturas y pliegues menores de formas extrañas.

En Sierra Madrona se puede apreciar una red de fracturación que en conjunto define una banda de cizallamiento frágil de rumbo ENE-OSO y componente dextral. Esta banda comienza en el collado de Hontanar y se prolonga hacia el NE hasta el río Robledillo, cerca de la confluencia del arroyo de Los Alisos. La zona afectada aparece mal definida y se puede estimar que no sobrepase el kilómetro. La deformación que produce es esencialmente frágil, pero también se reconoce algún replegamiento asociado. Este es el caso del pliegue cónico con eje subvertical que hace la Cuarcita Armoricana en la ladera del valle del Robledillo, el cual aparece limitado por fallas de F-3

3.3.3.2. Mesoestructuras

A la mesoscala, la 3^a fase varisca generó bandas de cizallas dúctiles-frágiles y frágiles-dúctiles, de corridas normalmente inferiores al kilómetro y anchura métrica y decamétrica. Estas cizallas se encuentran esencialmente en las rocas precámbricas y llevan asociada una fuerte silicificación. Estas estructuras forman dos sistemas bien caracterizados que son conjugados entre sí. El primer sistema tiene una dirección de NE-SO y muestra una componente transcurrente dextral. El otro sistema agrupa a cizallas sinistra con rumbo próximo a E-O. Como ejemplos de estas estructuras se pueden citar los crestones que producen las zonas silicificadas del arroyo Retamero y del río Montoro.

Junto a la aparición de las cizallas silicificadas, la F-3 también genera un importante sistema de fracturas de rumbo entre N 45°E y N 60°E, el cual corresponde a las grietas de tensión en un cizallamiento regional sinistro de rumbo NO-SE. Estas fracturas aparecen repartidas por toda la Hoja y presentan rellenos de brechas tectónicas, mineralizaciones metálicas y rocas subvulcanicas. En los afloramientos estas estructuras presentan varias reactivaciones, mostrando una historia compleja posterior a su primera generación.

La 3^a fase también generó un plegamiento propio a la mesoscala. Estas estructuras son realmente escasas y sólo se forman en situaciones muy determinadas. Se han encontrado dos tipos diferentes de estos pliegues, unos con geometría cónica y eje axial con fuerte inmersión, y otros de geometría irregular y eje axial incurvado, aunque por lo general presentan inmersiones suaves.

De los pliegues cónicos con eje de fuerte inmersión se pueden observar buenos ejemplos en las crestas de Lagunillas. Dicho relieve viene dado por la Cuarcita de Canteras, la cual tiene allí un rumbo general casi E-O y un buzamiento subvertical. En estas circunstancias la compresión E-O ha sido capaz de replegar a la unidad cuarcítica, dando lugar a pliegues con formas de "pseudo-chevron", con plano axial de rumbo N-S subvertical, y con el eje también subvertical. La geometría cónica se debe a una cierta componente rotacional mientras se produce el pliegamiento. El hecho de que en Lagunillas se hayan formado pliegues de F-3, mientras que en otras zonas donde las mismas cuarcitas se encuentran en una posición estructural semejante no lo hayan hecho, se debe a que dicho paraje se halla en la probable prolongación hacia el NE de la banda de cizalla de Valmayor. Efectivamente, a levante de la zona afectada en las rocas precámbricas los efectos deformativos de dicha banda no aparecen claros, pero se reconocen una serie de fracturas compatibles con el sistema de cizalla y, en la misma alineación, aparece en el valle de Alcudia las anteriormente citadas cizallas silicificadas del arroyo Retamero.

Esta alineación pasa exactamente por Lagunillas, por lo que el desarrollo de estos pliegues parece ser un efecto de un corredor de deformación heterogénea de F-3 varisca.

En relación directa con la cizalla de Valmayor se encuentran una serie de pliegues en las rocas precámbricas de formas realmente extrañas. En el arroyo Navaloscorchos, dentro del valle de Valmayor, se pueden ver excelentes ejemplos de estas estructuras. Parece ser que en esa zona la cizalla afectó a rocas cuyos planos de estratificación se hallaban suavemente plegados antes de la deformación de F-3. Sobre ellos se debieron generar figuras de interferencia en domos y cubetas, las cuales fueron a su vez deformadas por la componente rotacional de la banda de cizalla en un proceso de deformación continua. Resultado de ello es la formación de pliegues de formas raras, con traza axial doblada y eje con un cabeceo variable, que en general no muestra altos ángulos de inmersión.

3.3.3.3. Estructuras menores

En cuanto a las estructuras menores de F-3 hay que señalar que no son muy abundantes. Como estructuras más características vuelven a encontrarse cizallas, que son más abundantes dentro de las grandes bandas de deformación. Sin embargo, en el río Montoro, aparentemente fuera de alguna macroestructura, se encuentran varias cizallas dúctiles-frágiles, las cuales se ven favorecidas en su desarrollo por una disposición adecuada de los planos de estratificación ante la deformación E-O. En buena parte de la zona por donde discurre el citado río, en espacial en su mitad noroccidental, los planos S_0 se hallan con rumbos NO-SE y buzamientos subverticales, situación que es muy favorable para ser movilizados como cizallas sinistra en el régimen compresivo de F-3. Normalmente los desplazamientos se producen a favor de paquetes potentes de grauvacas, los cuales alternan entre capas delgadas arenopizarrosas, doblándose y resbalándose las capas finas sobre la gruesa. Como consecuencia de ello las capas delgadas se repliegan sobre el paquete potente, generándose pequeños pliegues con un flanco más largo que otro, geometría cónica y con el eje y el plano axial subverticales.

También en el río Montoro, al sur de la casa de Alamillo, han sido localidades unas pequeñas cizallas dúctiles que producen un considerable estiramiento de las rocas afectadas. Se presentan en bandas de anchura centí y decimétrica y una continuidad lateral escasa, las cuales afectan a alternancias de delgados paquetes de pizarras y grauvacas. Se reconocen varios sistemas, entre los que predominan ampliamente los de componente sinistra, que tienen rumbos ONO-ESE y NO-SE. Los sistemas dextrales son NNO-SSE y NE-SO. Estas cizallas serían las estructuras menores de una banda de deformación métrica, de rumbo NO-SE y componente sinistra. Los cuatro sistemas de cizallas encontrados encajan exactamente con los 4 teóricos que se generarían, en una banda mayor de rumbo y desplazamiento como el descrito, correspondiendo el sistema ONO-ESE al sintético y el NE-SO a su conjugado antítético, mientras que el NO-SE sería el simétrico al sintético y el NNO-SSE el simétrico al antítético.

Otras estructuras menores encontradas han sido ciertas refracciones anómalas de los planos de S_1 , al atravesar las alternancias de pizarras y grauvacas precámbricas, cuyo ángulo exagerado de refracción es un efecto de la 3^a fase varisca. Efectivamente, se encuentran algunos afloramientos donde los planos de S_1 , al pasar de una capa pizarrosa a otra grauváquica, tienen un ángulo de refracción superior a los 90°. Estos afloramientos se hallan cerca o dentro de sectores

afectados por la F-3, con la estratificación subvertical y con dirección favorables para ser reactivada por una componente rotacional. Los deslizamientos entre capas por esta componente rotacional serían los causantes de estas anómalas refracciones de los planos S_1 . Evidentemente, si el movimiento de las capas grauváquicas es importante, la S_1 se ve absolutamente modificada y se genera una nueva S de cizalla que es subparalela a los planos de estratificación, lo cual no es muy común.

Por último, indicar el desarrollo local de una foliación propia, de una S_3 de crenulación que, aunque es incipiente, es muy significativa, presentando una dirección cercana N-S y es subvertical. Esta ha sido vista en la banda de cizalla de Valmayor y en los afloramientos más septentrionales de brechas intraformacionales.

3.3.3.4. Mecanismos de deformación de la 3^a Fase varisca

La deformación de la 3^a Fase varisca ha sido reconocida en otras zonas de la región por ROIZ (1979), AMOR y ORTEGA (1987), ORTEGA y SÁNCHEZ VIZCAÍNO (1987), ORTEGA (1988), ORTEGA *et al.* (1988) y PALERO (1991). Otros autores, sin llegar a reconocer esta 3^a fase como tal, si notaron los efectos de un aplastamiento E-O en la región, como por ejemplo CASTELLÓ y ORVIZ (1976) y ORVIZ *et al.* (1976).

Esta etapa tectónica constituye un claro ejemplo a escala regional de deformación heterogénea, la cual se haya limitada esencialmente a unos corredores de dirección NO-SE y está producida por cizallamientos sinistros a gran escala ORTEGA (1988). El mejor reflejo de estos pasillos deformativos son unos claros lineamientos con esa misma dirección apreciables en imagen satélite, uno de los cuales se hallaría en la parte más septentrional de la Hoja, y cuya principal representación en el campo es el sistema de fallas NO-SE que en esa zona se encuentra. La deformación de estos corredores parece ser consecuencia de un aplastamiento generalizado de dirección E-O, pues los cambios suaves de la inmersión de los ejes de los pliegues parece ser un hecho generalizado a escala regional. No obstante, resulta evidente un aumento de la deformación en corredores concretos y que, según ORTEGA *et al.* (1988), estarían producidos por movimientos de antiguos accidentes de zócalo de dirección NO-SE, los cuales, al presentar una dirección favorable en un campo de esfuerzo E-O, se reactivarón como cizallas sinistras.

Admitiendo esta hipótesis, se puede pensar que a la macroescala la deformación ocasionada por la tercera fase habría sido asimilada por un cizallamiento simple, sin que hubiera existido un aplastamiento importante capaz de originar una reducción sensible de volumen en el sentido de RAMSAY (1980). Este hecho queda reflejado en la falta generalizada de un plegamiento importante asociado al cizallamiento, limitándose éste al desarrollo de figuras de interferencias suaves y de algunas estructuras menores.

3.3.4. Edad de las deformaciones variscas

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 (TAMAIN, 1972; MATAS *et al.*, 2015). Las rocas sedimentarias más antiguas que no están afectadas por esta fase son los sedimentos de edad Estefaniana.

niense B-C, que aparecen en la cuenca hullera de Puertollano, al norte de la Hoja de Solana del Pino.

Por otra parte, dataciones absolutas de granitos post-F-1 indican edades de 302 ± 7 Ma (Granitoide de Fontanosas, LEUTWEIN *et al.*, 1970; SAUPE, 1973), y de $304,3\pm1,8$ 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 ± 34 Ma mediante Rb/Sr, por LARREA *et al.* (1999) y recientemente en 319 ± 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).

En cuanto a la edad de la segunda fase (zona de cizalla extensional de Puente Génave-Castelo de Vide y pliegues asociados), la edad de la zona de cizalla queda limitada por la edad del Plutón de Santa Elena (al que deforma), datado en 319 ± 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 $314,2\pm1,9$ 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).

La edad de la tercera segunda fase varisca se puede establecer gracias a las relaciones estructurales encontradas entre los movimientos de cizallas sinistra y la formación de la cuenca hullera de Puertollano. Teniendo en cuenta la edad Estefaniense B-C de este carbonífero discordante, y lógicamente, suponiendo un cierto sincronismo entre el movimiento de los grandes accidentes transcurrentes y sedimentación, la edad de la F-3 se puede estimar en Estefaniense B. Este dato es coherente con algunas relaciones encontradas por COUPEZ *et al.* (1988) entre el plutón de Fontanosas y cizallas de la tercera segunda fase. Efectivamente, estos autores describen ciertas geometrías de bandas de cizallas que están condicionadas por la presencia del stock granitoide, por lo que su emplazamiento habría sido previo al desarrollo de las cizallas.

3.4. MOVIMIENTOS TARDI-VARISCOS Y POST-VARISCOS

Se engloban en este apartado a una serie de movimientos tectónicos que apenas modifican la estructuración geológica ya generada. Responden de forma general a acortamientos N-S y resulta difícil situar el límite de los que se pueden considerar como tardí-variscos de los que son claramente posteriores al ciclo varisco.

Las estructuras más notables producidas por los movimientos tardivariscos en la Hoja son una intensa fracturación originada por una compresión N-S. La deformación es esencialmente frágil y se desarrolló sobre todo en las unidades ortocuarcíticas. Los sistemas de fracturas generados son:

- N-S, tensionales.
- NO-SE, cizallas frágiles dextras.
- NE-SO, cizallas frágiles sinistra.

Estas fracturas aparecen a todas las escalas y su importancia es variable, encontrándose desde fallas que apenas causan desplazamientos a otras que dan lugar a movimientos laterales de orden kilométrico. Igualmente, este acortamiento ocasiona el rejuego de antiguas estructuras frágiles cuya dirección es favorable para la reactivación en el nuevo campo de esfuerzos. Por ello, en el ámbito de la Hoja, las estructuras más aparentes que reflejan el acortamiento N-S tardí-varisco son grandes fracturas de rumbo ENE-OSO. Estas fracturas son originalmente, y con toda probabilidad, cizallas frágiles dextras o corredores de fracturas de F-3, rejugados como fracturas transcurrentes sinistra en el nuevo campo de esfuerzos N-S. Es lo que ocurre con las fallas del puerto del Chorrillo, Puerto del Toledano y Valhondo.

Respecto a la existencia de movimientos alpinos, no hay evidencias directas de ellos en la Hoja, pero resulta evidente que no son descartables. La presencia de las rocas volcánicas basálticas cuaternarias muy cerca de los límites del mapa pone de manifiesto, cuanto menos, un episodio frágil distensivo en tiempos muy recientes. Este vulcanismo ha sido interpretado por VEGAS y RINCÓN (1996) como generado por un abombamiento cortical alpino de toda la región.

4. PETROLOGÍA

La actividad magmática en la Hoja de Solana del Pino comprende el vulcanismo sin-sedimentario encontrado en ciertos momentos de la secuencia estratigráfica paleozoica, y la red de diques subvolcánicos de distintas composiciones que aparecen con cierta profusión. En el vulcanismo sin-sedimentario se incluyen los materiales volcánicos de las Capas Pochico, de los Bancos Mixtos y de las Alternancias Vulcanosedimentarias, niveles que aparecen en el núcleo del sinclinal de Solana del Pino. En la red de diques se incluyen diversos materiales de composición variable, emplazados en distintos momentos de la historia geológica de la Hoja.

4.1. VULCANISMO SIN-SEDIMENTARIO

4.1.1. El nivel volcánico del techo de las Capas Pochico (11)

Este nivel aparece en el núcleo del sinclinal de Solana del Pino y su distribución ha sido ya descrita en el capítulo de Estratigrafía. Los mejores afloramientos se hallan en la carretera de Puertoellano a Andújar, uno junto al desvío a Solana del Pino, perteneciente al flanco norte del sinclinal, y otro justo donde comienza la ascensión al puerto de Madrona, correspondiente al flanco sur. Otra localidad de interés es la situada unos 1.500 m al oeste de la citada población, en la ladera de sierra.

En el conjunto de todos los afloramientos se pueden reconocer dos tipos de facies:

- **Facies de tobas.** Son con mucho las más frecuentes. Están formadas por secuencias bien estratificadas de niveles de espesor variable, comprendidos entre 5 y 200 cm. Estos paquetes están constituidos exclusivamente por material volcánico, el cual aparece como fragmentos de tamaño milimétrico y centimétrico. Es frecuente que en cada estrato de toba haya una ordenación grosera pero constante, que puede ser tanto granocreciente como granodecreciente. En los niveles de material más fino puede aparecer una laminación

paralela no muy marcada. Estas facies se ajustan perfectamente a la descripción de las *Ash turbidites* de FISKE y MATSUDA (1964) y de CAS y WRIGHT (1987).

- Facies vacuolares. Son mucho menos frecuentes que las tobas. Están formadas por una roca de aspecto masivo que presenta numerosas vacuolas llenas por un material de grano finísimo y color oscuro. La relación de las facies vacuolares con las de toba es desconocida, pues en los afloramientos encontrados no se puede apreciar el contacto entre ambas. Todo hace suponer que se trata de niveles intercalados en las tobas y que lateralmente desaparecen rápidamente.

Al microscopio, todas estas rocas muestran una notable alteración, consistente esencialmente en carbonatización y cloritización y, en menor grado, silicificación. El grado de la alteración es muy variable, encontrándose desde rocas donde sólo quedan fantasmas de los elementos originales, hasta otras en que la alteración es únicamente parcial.

Los fragmentos líticos de las tobas están formados esencialmente por plagioclásas de tipo intermedio, correspondiendo normalmente al término oligoclásas. Son subidiomorfás y están parcialmente sericitizadas. En pequeña cantidad aparecen también cuarzos subredondeados y/o angulosos. Estos elementos se encuentran rodeados por una mesostasis sericítico-clorítica poco abundante. La matriz está constituida por pequeños fragmentos de toba, trocitos angulosos de cuarzo y plagioclásas, y abundante sericita y clorita. Los carbonatos son muy frecuentes y se presentan como agregados de cristales alotriomorfos, los cuales cementan, impregnan y corroen a los otros elementos de la roca.

En las rocas vacuolares se distinguen dos tipos de elementos porfídicos de formas redondeadas. El primero son los cristales de cuarzo constituyentes originales de la roca, los cuales suelen tener los bordes corroídos por procesos de silicificación y cloritización. El segundo corresponde a las vacuolas propiamente dichas, las cuales tienen forma elipsoidal y están llenas de carbonato, cuarzo y clorita, minerales que aparecen cristalizados del borde al centro según una secuencia: Carbonatos → Cuarzo microcristalino → Cloritas fibroso-radiadas (var. clinocloro) → Carbonato → Cuarzo en mosaico. Es de destacar que esta secuencia de relleno de las vacuolas puede representar el orden de los procesos de alteración de la roca. Por otra parte, la existencia de sombras de presión alrededor de los fragmentos de cuarzo primario, las cuales están formadas por minerales procedentes de la alteración, indican que estos procesos son anteriores o sincrónicos con la deformación varisca.

Composicionalmente, las características petrográficas de estas rocas sugieren una composición original dacítica. Por otra parte, aparentemente hay una ausencia total de elementos no volcánicos en las tobas, lo que parece indicar que el transporte y la deposición se realizaron en un tiempo relativamente corto, por lo que la fuente de dichos materiales no debía estar lejana. La sedimentación de estos materiales piroclásticos se realizó en el momento de tránsito a condiciones más profundas de la plataforma siliciclástica del Llanvirniense, el que corresponde al paso de las Capas Pochico a las Pizarras del Río.

Respecto a la continuidad regional de este nivel volcánico, PALERO *et al.* (2008) citan afloramientos de tobas en la misma posición estratigráfica en la vecina Hoja de Solana del Pino. En

el sinclinal de Puebla de Don Rodrigo, al NO del sector estudiado, aparecen varios niveles de tobas compositonal y deposicionalmente semejantes a las de Solana del Pino. No obstante, su situación en la serie es ligeramente más moderna, pues aparecen intercalados en las Pizarras del Río (PILES *et al.*, 1989).

4.1.2. Los niveles volcánicos de los Bancos Mixtos (17)

Los afloramientos volcánicos de los Bancos Mixtos que aparecen al sur de Solana del Pino, se presentan como niveles intercalados hacia el techo de la unidad. Se reconocen dos tipos de materiales que están presentes de dos formas distintas. La más frecuente son sills de rocas compactas granudas y microgranudas, de color verde, que a grandes rasgos pueden considerarse como diabasas s.l. La otra forma son rocas tobáceas, también de color verde, situadas estratigráficamente sobre la Caliza Urbana. Ambos tipos parecen estar relacionados genéticamente.

Las rocas que forman los sills afloran bien en los arroyos de Nafresno y Corchuelo. Dentro de ellas se pueden considerar dos facies, una de grano medio a fino moteada y otra de grano fino muy homogénea. La primera presenta un color verde oscuro con manchas negruzcas, que es lo que da a la roca el aspecto moteado. Petrográficamente está formada mayoritariamente por plagioclasas básicas, piroxenos y magnetita, estando fuertemente alterada, con desarrollo de sericita, anfíboles, carbonatos y clorita. Este último mineral forma agregados que son los que dan lugar al aspecto moteado. La segunda facie presenta un color verde claro y al microscopio se ve una composición semejante a la anterior. Sin embargo, tiene un grado de alteración mucho más acusado, especialmente mediante una fuerte carbonatización y cloritización que dan lugar a la pérdida casi total de los minerales primarios. Los restos de plagioclasas y piroxenos aparecen corroídos y reemplazados por sericita, carbonatos y clorita. Sólo la magnetita se conserva aún idiomorfa pero está martilitizada.

Las rocas tobáceas se encuentran cerca de los cortijos del Piruétano y de Guijuelos. Los afloramientos aparecen con una intensa meteorización, lo que impide un reconocimiento adecuado de la roca. Sin embargo, afortunadamente en la escombrera de una antigua mina en el arroyo de Tiro de Barra, se pueden recoger muestras frescas para el estudio petrográfico. En estas la roca presenta un intenso color verde, estando constituida por fragmentos líticos que recuerdan por su aspecto a las facies moteadas de los sills. Algunos de ellos tienen colores rojizos por estar teñidos por óxidos de hierro. Tienen formas aplastadas y da la impresión de existir cantos soldados, lo que significaría una alta temperatura cuando se formó la toba. La matriz es escasa y está formada por clorita y carbonatos espáticos. Los fragmentos de roca están constituidos por una masa de clorita, sericita y carbonatos, por lo que apenas se pueden reconocer los minerales originales. Tan solo se ven algunos fantasmas de cristales tabulares que parecen corresponder a plagioclasas. La alteración de la roca es tan acusada que a veces sólo está formada por minerales de alteración. La fuerte cloritización es la causa del color verde y el aspecto micáceo de la roca, mientras que la carbonatización ha dado lugar al cemento de calcita-dolomita que une los fragmentos de la toba.

Las características morfológicas de estas rocas, es decir, su aspecto masivo sin estructuras sedimentarias ni estratificación aparente, su composición homogénea y los fragmentos soldados, parece indicar que se trata de coladas piroclásticas (*pyroclastic flow* de CAS y WRIGHT, 1987)

depositadas en condiciones subaéreas. Por otra parte, el ambiente de sedimentación de la Caliza Urbana, situada a muro de las rocas piroclásticas, indica también unas condiciones muy someras, lo que concuerda con esa idea. Además, la aparente semejanza de composición entre las rocas piroclásticas y los sills, invita a pensar en la existencia de una relación genética entre ambas.

En resumen, durante la deposición de los Bancos Mixtos tuvo lugar una actividad volcánica básica que se manifestó tanto por procesos internos, los sills, como externos, las rocas piroclásticas.

Respecto a la extensión de este vulcanismo en el resto de la región, se conocen algunas referencias sobre un fenómeno semejante en Sierra Morena Oriental, encontrándose rocas piroclásticas a techo de la Caliza Urbana en Aldeaquemada y El Centenillo (TAMAIN, 1972; JACQUIN y PINEDA, 1980; PINEDA, 1987). En el sinclinal de Valdeazogues, prolongación occidental del de Puertollano, AMOR y ORTEGA (1987) han observado también la aparición de estos niveles en los Bancos Mixtos.

4.1.3. Los niveles volcánicos de las Alternancias Vulcanosedimentarias (21)

La importante actividad volcánica de edad silúrica que tuvo lugar en la región de Almadén, tuvo también reflejo en los sinclinales de Puertollano y Solana del Pino. Tanto es así que la mayor parte de los núcleos sinclinales con rocas de dicha edad, están ocupados por materiales de esta naturaleza (GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987; PALERO y MARTÍN-IZARD, 1988; HIGUERAS y MONTERRUBIO, 1992; PALERO, 1991 y 1992), lo cual queda patente también en la Hoja de Solana del Pino.

Estos materiales volcánicos aparecen en los núcleos más internos del sinclinal de Solana del Pino, encontrándose en forma de tobas bien estratificadas. Se presentan en paquetes decimétricos o métricos formados por fragmentos líticos de tamaños muy variables, desde unos milímetros a 5 cm, lo cual es normalmente función de la potencia de cada paquete, de tal forma que cuanto mayor es el espesor de la capa mayor es el tamaño de los fragmentos. Como estructuras internas sólo se reconoce una granoclasicación negativa y, ocasionalmente, doble clasificación. Presentan por lo tanto afinidades turbidíticas, por lo que estas rocas pueden ser consideradas en una primera aproximación como *Ash turbidites*.

Litológicamente las tobas están formadas por trozos de rocas volcánicas fuertemente alteradas, por lo que resulta casi imposible reconocer su composición original. Los fragmentos se presentan como masas sericítico-carbonatadas, en las que ocasionalmente se pueden reconocer fantasmas tabulares correspondientes a cristales de plagioclasa y piroxeno. Esporádicamente se encuentran también fragmentos de cuarcita y de rocas escoriáceas. La matriz tiene composición sericítico-carbonatada y el cemento es dolomítico, dando lugar a masas alotriomorfás de textura en mosaico. También en el cemento se han encontrado localmente minerales supergénicos de níquel de color verde (¿mariposita?), lo que indicaría que estas rocas tenían originariamente una composición básica o muy básica.

Sedimentológicamente estas tobas se pueden interpretar como depósitos piroclásticos submarinos de tipo *Ash turbidites*, según el modelo de estos materiales de CAS y WRIGHT (1987).

Por otra parte, la estructuración de cada paquete, con clasificación menos acusada que la de los piroclastos de las Capas Pochico, y la aparición en ellos de fragmentos de escorias y cuarcitas, indica que podría tratarse de coladas piroclásticas subaéreas que, al empaparse de agua cuando entraron en contacto con el mar, dieron lugar a corrientes de turbidez que transportaron los materiales volcánicos en suspensión.

Este vulcanismo silúrico tiene una importante extensión hacia el oeste, principalmente en la región de Almadén, donde estarían localizados los focos volcánicos. Es por ello que las características de los materiales volcánicos de la zona estudiada difieren con las que tienen los depósitos volcánicos que aparecen en aquella localidad. Allí se encuentra un mayor número de facies, muchas de ellas propias de las zonas de erupción, tales como diferentes tipos de piroclastos, coladas de lava, etc. Según GARCÍA SANSEGUNDO *et al.* (1987) e HIGUERAS y MONTERRUBIO (1992), el fenómeno volcánico que generó estas rocas fue submarino y de carácter explosivo. Sin embargo, las condiciones someras del medio de sedimentación hacen que no sean descartables las condiciones sub-aéreas por acumulación de materiales en el edificio volcánico (PALERO, 1991).

4.2. ROCAS FILONIANAS: DIQUES DE CUARZO (1); PÓRFIDOS GRANÍTICOS Y GRANODIORÍTICOS (2); SILLS Y DIQUES BÁSICOS (DIABASAS S.L.) (3)

En la Hoja de Solana del Pino son relativamente comunes los diques de rocas subvolcánicas y en especial en el valle de Alcudia. Normalmente se reconocen mal sobre el terreno y solamente en afloramientos limpios de los ríos y arroyos, así como en algunas trincheras de carreteras, es donde pueden verse.

Los diques presentan dos direcciones principales que son NO-SE y NE-SO. Sin embargo, si se considera cada estructura de forma individualizada, son frecuentes los cambios bruscos de rumbo, así como las formas anastomosadas. Las corridas suelen ser hectométricas y las potencias normales decimétricas o métricas. En el ámbito de la Hoja se han reconocido diferentes composiciones y parece haber existido al menos dos generaciones, cuya referencia principal se puede hacer respecto a la esquistosidad varisca S_1 . Esto permite establecer dos conjuntos que son:

- Diques pre- S_1 . Comprenden a su vez dos grupos composicionales, unos intermedios-básicos microgranudos y otros ácidos-intermedios porfídicos.
- Diques post- S_1 . Incluyen rocas de composición básica, que se pueden considerarse como diabasas *s. str.*

Los diques básicos microgranudos pre- S_1 han sido vistos en los ríos Fresnedas y Montoro. Presentan una dirección bastante marcada NO-SE con buzamientos subverticales. Sus espesores oscilan entre unos decímetros y los 2 m, y su continuidad es decamétrica o hectométrica. Texturalmente se presentan como rocas de grano muy fino, bien equigranulares o ligeramente porfídicas, con coloración gris o gris claro con tono verdoso. La (S_1) sobreimpuesta apenas se hace notar, salvo por una fractura claramente condicionada y por una extinción ondulante generalizada en las láminas delgadas. Composicionalmente estas rocas se encuentran muy alteradas, habiendo sufrido un fuerte proceso de carbonatización, cloritización y sausuritización, que casi borran su mineralogía original. Dicha mineralogía se ve que estaba formada fundamentalmente

por plagioclasa y biotita, la cual fue transformada a un agregado informe de carbonatos, clorita, sericitia y epidota.

Los diques ácidos-intermedios pre-S₁ son escasos en la Hoja y han sido encontrados sobre todo en el río Fresnedas y en la carretera de San Lorenzo. Presentan un rumbo entre NO-SE y NE-SO con fuertes buzamientos. Su extensión longitudinal es decamétrica y hectométrica y su potencia es métrica. A simple vista estas rocas presentan una clara textura porfídica, con fenocristales pequeños de cuarzo, mineral presente en proporción variable, junto a otros de micas y feldespatos. Todos estos minerales están envueltos por una matriz microcristalina o casi afanítica de tonos grises y marrones, constituida por una agregado sericítico-silíceo, siendo en esta parte de la roca donde va la mayor parte del cuarzo.

El comportamiento de estos diques ante la deformación varisca ha sido la de cuerpos rígidos de alta competencia con direcciones ligeramente oblicuas a la de aplastamiento. Por ello apenas manifiestan señales de la deformación, mostrando únicamente una fracturación orthogonal a los hastiales que es compatible con la dirección de estiramiento. Muchas veces, en especial en los diques de dirección NE-SO, se observan otras fracturas que corresponden a una prolongación refractada de los planos de esquistosidad S₁ de las rocas encajantes.

Los característicos diques de diabasas post-S₁ son muy escasos en la Hoja y solo han sido encontrados en la carretera de Mestanza a El Hoyo. Presentan direcciones entre NNE-SSO y NE-SO. Se presentan normalmente con potencias de 1 a 2,5 m, con corridas aparentemente hectométrica. En los afloramientos están normalmente muy alteradas presentándose como una masa terrosa de color pardo, entre la que se conservan algunos pequeños bolos con restos de la textura original de la roca. En estos restos se puede apreciar que son rocas granudas, equigranulares y con grano fino a medio.

5. GEOMORFOLOGÍA

La composición litológica y la estructura y disposición de los materiales del sustrato, es el primer factor a considerar como responsable de la arquitectura del paisaje de una región.

La actuación de los distintos agentes erosivos y acumulativos, principalmente fluviales, poligénicos y de ladera, contribuyen a la generación del modelado del relieve actualmente observable.

5.1. ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL

En la Hoja de Solana del Pino, la influencia de las formas de génesis estructural es manifiesta en la creación del paisaje existente.

La principal característica del territorio es la existencia de un relieve de tipo apalachiano propiciado por la existencia en la serie estratigráfica de niveles cuarcíticos intercalados, más resistentes a la erosión, que provocan la presencia de relieves positivos.

Estas áreas corresponden a las alineaciones serranas que, con dirección general NNO-SSE se reconocen en la Hoja (Sierra Morena, Sierra Madrona, Sierra Alcoba, Sierra Quintana).

La mayor resistencia de los materiales cuarcíticos, provoca en estas zonas la existencia de abundantes morfologías de tipo cresta, que conforman la mayor parte de las alineaciones de cumbras de las sierras.

A favor de capas inclinadas, son también reconocibles frentes de cuestas, en cuyo reverso se localizan, ocasionalmente, morfologías en chevron, provocadas por la presencia de intercalaciones más blandas en la serie estratigráfica.

Tanto en las zonas serranas como, sobre todo, en la parte meridional de la Hoja se han cartografiado líneas de capa y líneas de capa con indicación de buzamiento, que provocan la presencia de resaltes, más o menos evidentes, en el terreno.

Se han representado también líneas de falla en las que, en ocasiones, se ha podido identificar un movimiento relativo, con señalización de labio hundido, así como zonas en las que existe una fracturación o diaclasado más intenso.

Por último, resulta evidente la anómala linealidad en algunos tramos y cursos de la red fluvial, en cuyo caso se ha representado en la cartografía como alineaciones morfológicas con control estructural.

5.2. ESTUDIO DEL MODELADO

Se describen a continuación las principales formas de modelado, de origen exógeno, presentes en la Hoja, agrupados en función de su génesis.

5.2.1. Formas de Laderas

Las formas de esta génesis representan, probablemente, la morfología deposicional que alcanza mayor desarrollo en la Hoja de Solana del Pino.

Tanto en las laderas de Sierra Morena, como en las de la Sierra Quintana, son frecuentes los re-cubrimientos de tipo coluvión que, en las partes más elevadas, y relacionados con los cresterías cuarcíticas, corresponden a canchales o pedreras.

Los coluviones presentan perfiles cóncavos para enlazar con su nivel de base local y, debe resaltarse que en la vertiente norte de la Sierra Quintana se han reconocido dos etapas de génesis de coluviones encajados.

Los depósitos presentan un grado de estabilidad notable, y solamente en la prolongación oriental de la Sierra Quintana se ha cartografiado un área pequeña afectada por un deslizamiento en la ladera.

En la parte septentrional de la Hoja, los materiales, dominante pizarrosos, se encuentran afectados por un extenso proceso de regularización de laderas, que dado su carácter generalizado no se ha representado en la cartografía.

5.2.2. Formas fluviales

El rasgo más característico de la red de drenaje en la Hoja de Solana del Pino, es el notable encajamiento de la misma en la práctica totalidad del área.

El río Jándula, que es el curso principal en la Hoja, tiene un trazado general norte-sur que aparece fuertemente encajado en muchos de sus tramos.

En la zona septentrional de la Hoja, tanto el Jándula como su principal afluente, el Montoro, presentan un diseño dendrítico y meandros encajados, típico de sustrato homogéneo y con pocas intercalaciones.

Las principales formas de acumulación en la Hoja, de génesis fluvial, están relacionadas fundamentalmente con el curso del río Jándula, y sus afluentes Montoro y Robledillo.

En la zona de El Hoyo se reconocen una serie de terrazas, situadas a +3-4 m., +10-12 m. y +22-24 m. sobre el cauce actual.

Solamente el nivel inferior, que también está representado puntualmente en algunas zonas del río Montoro, alcanza un desarrollo significativo, pudiendo superar el centenar de metros de extensión superficial.

Los niveles de terraza se encuentran solapados, en el caso de la terraza inferior con respecto al aluvial, y colgados en el caso de las terrazas superiores, y limitados frontalmente por escarpes.

Los fondos de valle, constituidos por depósitos aluviales, se localizan además de en los cauces señalados, en otros cursos de menor orden, sobre todo en la zona meridional de la Hoja.

En la esquina suroriental, en la zona de la cola del embalse del Jándula, así como en el Arroyo del Chupón, al sur de El Hoyo, se han cartografiado morfologías de barras con cicatrices de acreción.

Ocasionalmente, en la salida de algunos barrancos, se han reconocido morfología de conos de deyección, de extensión reducida.

En algunos puntos localizados de la red de menor orden, existen zonas de drenaje deficiente, que dan lugar a zonas de encharcamiento de origen fluvial con funcionamiento esporádico y estacional.

En el territorio de la Hoja es evidente la presencia de un acusado proceso de erosión fluvial, más notorio en la red de menor orden, con abundantes morfologías de incisión lineal. En ocasiones, se llegan a generar morfologías en garganta, como en el río Jándula al sur de El Hoyo.

Se han señalado en la cartografía algunos puntos donde el proceso de incisión ha propiciado la aparición de saltos de agua y cascadas, a favor de diferente dureza de los materiales.

En algunas vertientes, y relacionado con litologías más fácilmente erosionables, se han reconocido procesos de arroyada en regueros, y generación de morfologías en cárcava.

5.2.3. Formas poligénicas

En este apartado se describen las morfologías en cuya génesis ha intervenido más de un proceso geomorfológico.

Al oeste del vértice Rebollera, en la zona central de la zona, se ha representado una zona dominante plana, de reducida extensión, no superior a un kilómetro, atribuible a un retazo de superficie de erosión degradada previa al encajamiento de la red fluvial.

Debe señalarse que, en la zona meridional del área, se intuye la existencia de una zona con arrasamiento generalizado, de difícil expresión cartográfica, que no ha sido representada en el mapa, y que podría corresponder a una superficie de erosión o de pedimento generalizado.

Es frecuente la presencia de rocas aisladas, relacionadas con los niveles más duros, dando lugar a morfologías en pináculo, generalmente poco extensas, que destacan en el paisaje.

Las formas deposicionales de origen poligénico más notables en el ámbito de la Hoja, corresponden a las rañas y rañas degradadas, glacis y glacis degradados.

Se localizan preferentemente en la zona meridional del área, donde, sobre todo las rañas, alcanzan un desarrollo significativo, localizándose su base en el entorno de la cota de 700 m.

En la zona de El Hoyo, se ha cartografiado un sistema de glacis, habiéndose reconocido dos niveles encajados.

También se han representado en el mapa algunas zonas, poco extensas, recubiertas por materiales de génesis mixta aluvial-coluvial.

5.2.4. Formas antrópicas

En la zona de El Hoyo se ha representado algún depósito, de reducida extensión, correspondiente a escombreras.

5.3. LA EVOLUCIÓN DINÁMICA

El comienzo de la generación de las formas del relieve en el ámbito de la Hoja de Solana del Pino, puede situarse al final de la orogenia varisca, momento en el que los relieves recién generados son arrasados de forma general.

Se genera entonces una extensa penillanura, conocida como superficie pretriásica o postvarisca (SOLÉ SABARÍS (1983), MARTÍN SERRANO (1991), GUTIÉRREZ ELORZA (1994)).

A lo largo del Mesozoico, esta superficie pretriásica sufrió deformaciones que provocaron en primer lugar la sedimentación continental, y posteriormente marina.

No existen evidencias, en el área de la Hoja de Solana del Pino, de sedimentación postvarisca, que probablemente no se produjo en la zona, estando sometida la zona durante el Mesozoico a procesos de erosión aérea.

A causa de ello, durante el Mesozoico y parte del Terciario, la actuación de diversos ciclos de alteración-erosión, provocó la generación de una superficie, reconocible regionalmente (MARTÍN-SERRANO, 1991), denominada superficie o penillanura fundamental.

En el Mioceno inferior la deformación de las cordilleras Béticas, provoca la formación de una fosa de antepaís en el borde sur del Macizo Hespérico, que corresponde a la depresión del Guadalquivir (FONTBOTÉ y VERA, 1983).

Como consecuencia, la zona de Sierra Morena queda elevada con respecto a la depresión, desarrollándose a partir de ese momento una plataforma de piedemonte, que posiblemente correspondería a la situada en la zona meridional de la Hoja, citada en el apartado 1.4.2. (Formas poligénicas).

Los depósitos de piedemonte (rañas), localizados en esta misma zona, corresponderían igualmente a este episodio.

En este momento de la historia morfogenética del área, es también cuando se acentúa la generación de las morfologías de resalte de los niveles más resistentes cuarcíticos, proceso que continúa hasta la actualidad.

A partir de este momento se producen reajustes parciales en la topografía del área, provocando el depósito de los niveles de glacis reconocidos en la zona.

Con posterioridad, el proceso morfogenético fundamental es ya el encajamiento de la red fluvial. Este encajamiento se produjo probablemente de forma discontinua.

En el ámbito de la Hoja no se han reconocido más que aisladamente algunos depósitos de terrazas, que representarían los vestigios de estas fluctuaciones.

Finalmente, el proceso de incisión lineal de los cursos fluviales, junto con la movilización en ladera, contribuyen a la creación del paisaje actualmente observable.

5.4. MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

La morfología actualmente observable en la Hoja de Solana del Pino, es el resultado de la actuación de los distintos procesos citados a lo largo del tiempo.

La característica más notable es el contraste existente entre los paisajes agrestes generados a favor de los niveles cuarcíticos más resistentes a la erosión, que conforman los relieves serranos de la zona, y los más suaves cuando predominan materiales más blandos.

La evolución previsible del paisaje en esta zona, debe contemplarse como consecuencia de la prolongación en el tiempo de los procesos activos en la actualidad.

La intensa acción erosiva de la red fluvial, provocada por procesos de incisión lineal, unido a la alteración meteórica de los niveles más resistentes, cuyos residuos son posteriormente movilizados en vertiente a favor de canchales y coluviones, constituyen los procesos más activos que contribuirán a la evolución futura del paisaje actual.

Por otra parte, tanto en la zona norte, como en la sur, con predominio de litologías menos resistentes, los procesos de regularización de vertientes tendrán previsiblemente continuidad, contribuyendo a una progresiva suavización del relieve en estas zonas.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

El acontecimiento geológico más antiguo registrado en la Hoja de Solana del Pino es la sedimentación en secuencias turbidíticas y probablemente 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, que colapsaron y pudieron dar lugar a las brechas intraformacionales de la misma composición que las alternancias y que se engloban en ellas.

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

Seguramente durante el Ediacárico, y en un corto período de tiempo comprendido aproximadamente entre 550 y 560 Ma, se produjo la deformación de la sucesión turbidítica, debido a un evento Cadomense tardío formándose pliegues sin foliación asociada que dio lugar esencialmente a una verticalización generalizada de la estratificación. Siguiendo las ideas de RIBEIRO (1974), es muy probable que estuviera producida por rejuegos verticales del zócalo rígido infrayacente, ocasionando un plegamiento en cofre en la cobertura sedimentaria. 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 superior precámbrico-cámbrico durante el Ediacárico Cámbrico inferior. El medio de sedimentación fue el de un medio litoral y de plataforma somera con frecuentes variaciones del medio, cambios faciales en pequeñas distancias e influencia continental.

Posteriormente se produce una importante tectónica de bloques, compartimentando la región en unidades individualizadas por grandes fallas NO-SE. Siguiendo las ideas de HERRANZ *et al* (1977) y ORTEGA *et al.* (1988), la zona permaneció emergida durante el resto del Cámbrico.

El registro estratigráfico del Paleozoico de Sierra Morena oriental, Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico de la Zona Centroibérica, donde se ubica la mayoría de 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 del Ordovícico superior (Hirnantiente).

Con el comienzo del Ordovícico se inicia una importante transgresión que culmina en el Dobrotiviense basal. Esta transgresión origina una gran sedimentación en una plataforma siliciclastica, que va adquiriendo progresivamente mayor profundidad hasta el Dobrotiviense basal. En el Arenig superior-Oretaniense y durante la profundización del medio se produce un episodio volcánico de composición intermedia.

En el Dobrotiviense comienza la consecuente regresión con depósitos de llanura mareal. Esta regresión alcanza su cenit en el Ashgillense inferior (Kralodvoriense). En ese momento se produce una colmatación de la cuenca que según HAFENRICHTER (1980) estuvo ocasionada por una disminución del nivel del mar a causa de un período glaciar. En ese momento se produce un nuevo episodio volcánico, esta vez de composición básica. Como consecuencia de todo ello se produce una laguna estratigráfica durante el Ashgillense medio (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* 1990).

En el límite Ashgillense superior (Hirnantiente)-Llandoveryense, se produce una repentina transgresión que en poco tiempo pasa a un período regresivo en el Llandoveryense inferior. Posteriormente, se produce un nuevo momento transgresivo que va acompañado por una importante actividad volcánica sin-sedimentaria. Con estas condiciones se debe alcanzar el Devónico, produciéndose una nueva somerización de la cuenca.

Después de un importante lapso estratigráfico, que comprende todo el Devónico medio y superior, tiene lugar la sedimentación del Culm durante el Viseense-Namuriense inferior. El depósito de esta serie se produce en una plataforma profunda, en una cuenca con fuerte subsidencia y con gran cantidad de aportes.

El siguiente registro geológico en la Hoja de Solana del Pino es el de la deformación varisca, cuya primera fase tuvo lugar en el período de tiempo comprendido 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 ± 34 Ma mediante Rb/Sr, por LARREA *et al.* (1999) y recientemente en 319 ± 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 (F1) en este sector de la ZCI se desarrolla posiblemente en el Namuriense inferior alto (Serpukhoviense superior-Bashkiriense basal).

Esta fase tectónica fue producida por una compresión N-S que dio lugar a las principales macroestructuras de la Hoja y que, a grandes rasgos, definen la estructuración geológica actual.

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 (F2) 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, en condiciones transtensivas, 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 ± 1.9 Ma por CARRACEDO *et al.* (2009) por lo que esta etapa se desarrollaría en el Namuriense superior alto (Bashkiriense medio-superior).

Probablemente con posterioridad al Estefaniense B tiene lugar una compresión E-O que supone la 3^a fase varisca. Esta etapa deformativa genera suaves figuras de interferencia de plegamiento por efecto de una tectónica de ejes cruzados. También se produce la reactivación de los antiguos accidentes NO-SE como estructuras transcurrentes sinistra y el giro de las grandes estructuras de F1 (pliegues mayores) y F2 (Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide) desde ONO-ESE en su sector occidental a ENE-OSO en su extremo oriental.

El conjunto de fracturas conjugadas de dirección NNO-SSE dextras 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

Desde las rocas carboníferas no hay registro sedimentario hasta los depósitos de tipo raña del límite Terciario-Cuaternario. Todo parece indicar que la zona haya sido tierra emergida desde entonces, habiendo predominado la erosión durante todo ese período. El resultado fue el desarrollo de una peneplanización del área, con relieves de dirección ONO-ESE que limitan llanuras amplias.

En el límite Terciario-Cuaternario se debe producir un cambio climático a condiciones áridas, desarrollándose un sistema de abanicos aluviales que rellena la penillanura con los depósitos de tipo raña.

Posteriormente al emplazamiento de las rañas se produce un importante encajamiento de la red fluvial como consecuencia de una elevación de la zona con respecto al valle del Guadaluquivir. Durante este encajamiento se produce una local sedimentación cuaternaria en terrazas fluviales, por la disminución del poder de transporte del río Jándula al atravesar la Hoz de Río Frío.

En el presente, la sedimentación es muy reducida en el contexto del mapa, limitándose a los escasísimos depósitos del curso del río Jándula.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

La Hoja de Solana del Pino se sitúa en una zona de gran tradición minera, localizándose en ella un número importante de indicios. Actualmente todas las minas que aparecen dentro del

mapa se encuentran inactivas. En las Tablas adjuntas (1, 2 y 3) se muestra la relación de los indicios mineros catalogados en el mapa, con su situación en coordenadas U.T.M.

La minería tradicional en la Hoja ha estado centrada en los filones metalizados en plomo y, en menor medida, en cinc y plata. Respecto a la minería metálica, existen 72 casos, de los cuales solo han tenido cierta importancia las minas Galayos, Santa Isabel y Alhambra. La primera se halla en el río Fresnedas, mientras que las otras dos se sitúan en el paraje de Los Pontones, siendo estas las más importantes de un amplio conjunto de indicios conocido como campo de El Hoyo. Otras minas de menor importancia, pero con cierta entidad, fueron Carmen, Los Diegos, San Justo, El Molinillo y Pozo Rico. Las tres primeras también forman parte del campo de El Hoyo, mientras que las otras dos se encuentran en el arroyo Chupón y en el río Robledillo respectivamente.

Otras sustancias metálicas encontradas en la Hoja han sido el cobre y el antimonio. El primero de estos metales aparece en asociación con minerales de Pb-Zn en varios indicios, destacando por su abundancia las minas Atilana y Eufrasia. La primera está situada en la garganta de Aguafria y la segunda en el arroyo de Los Portillos. El antimonio apareció en un pequeño indicio localizado en el arroyo de Los Tornos.

Desde el punto de vista metalogénico, los indicios encontrados de Pb-Zn presentan 5 tipologías diferentes, los cuales representan a los cinco grupos establecidos por PALERO (1991) y PALERO *et al.* (1992) para las mineralizaciones de la región. La del tipo I constituyen filones de cuarzo con esfalerita y galena, que se sitúan sobre cizallas variscas que afectan a rocas precámbricas. Todos los indicios de este tipo en la Hoja son pequeños y se hallan en el extremo septentrional, cerca de Las Tiñas. Los indicios del tipo II son filones de cuarzo con pirita, esfalerita, galena y calcopirita, emplazados en fracturas de F-1 varisca en las Capas Pochico. Este grupo es el más numeroso en la Hoja y su mayor exponente es el grupo de minas de El Hoyo, el cual fue utilizado por Palero como estereotipo. Las del tipo III son filones de cuarzo con mineralización de esfalerita y galena en cualquier tipo de fractura encajada en los Bancos Mixtos y en la Cuarcita del Criadero. El ejemplo más significativo es la mina de La Nava, en el arroyo de Los Pilones, al SE de Solana del Pino. Los yacimientos del tipo IV se tratan de filones brecha con un rumbo NE-SO a ENE-OSO, con mineralización de carbonato con galena y cantidades subordinadas de sulfosales, esfalerita, calcopirita, pirita, cuarzo y barita. El ejemplo más importante de este tipo es la mina de Los Galayos. Otra mina curiosa del mismo tipo es la Cora Pearl en el valle de Valmayor, con una paragénesis rica en sulfosales. Los yacimientos del tipo V son estratoides y se trata de diseminaciones y fisuras de esfalerita y galena, que aparecen en la Caliza Urbana. Solo se ha encontrado un caso en la Hoja, y es un pequeño indicio junto a la casa de Navalahiguera.

La génesis de estas mineralizaciones es hidrotermal de media y baja temperatura. Los del tipo I se consideran formados por actividad hidrotermal producida por la propia dinámica de las cizallas variscas. Los del tipo II se interpretan formados por fenómenos hidrotermales sincrónicos con la deformación de F-1 por la movilización de fluido en los materiales permeables de las Capas Pochico. Los del tipo III se producirían por efectos locales de hidrotermalismo a pequeña escala, asociado a algunas fallas durante diversos momentos de la historia geológica de la región. Los yacimientos del tipo IV se formaron por un fenómeno hidrotermal a gran escala, relacionado con los cuerpos intrusivos de la región. Por último, los yacimientos del tipo V serían de origen diagenético (PALERO, 1991 y PALERO *et al.*, 1992).

NUMERO	NOMBRE O PARAJE	COORDENADAS U.T.M.		SUBSTANCIAS BENEFICIADAS	UNIDAD LITOLOGICA ENCAJANTE	DIRECCION ESTRUCTURA	MORFOLOGIA	GRUPO TIPOLOGICO (según PALERO, 1991)
		X	Y					
1	RIO MONTORO	417411	4256141	Pb	"Alcudiense Inf."	100	filoniana	
2	PUNTAL	415376	4251840	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	100	filoniana	2
3	LA NAVA	415497	4251559	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	100	filoniana	2
4	SEGUNDO PUNTAL	415552	4251344	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	115	filoniana	2
4	SEGUNDO PUNTAL	415552	4251344	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	95	filoniana	2
5	SAN JUSTO	417729	4254089	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	110	filoniana	2
6	PARAJE LOS PONTONES	417806	4254313	Pb	"Estrat. Pochico"	115	filoniana	2
7	LOS DIEGOS	417759	4254471	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	120	filoniana	2
8	MINA CARMEN	417837	4254831	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	140	filoniana	2
9	MINA MOLINILLO	419433	4250646	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	100	filoniana	2
10	ALHAMBRA/DIEGOS ESTE	418307	4254164	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	115	filoniana	2
11	PARAJE LOS PONTONES	417979	4254542	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	115	filoniana	2
12	PONTONES/STA. ISABEL	417659	4253738	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	110	filoniana	2
13	SAN BENITO	417196	4251887	Pb, Zn, Cu	"Estrat. Pochico"	100	filoniana	2
14	PARAJE EL CHORRILLO	418040	4254693	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	120	filoniana	2
15	EL CASAROJO	419134	4253995	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	90	filoniana	2
16	EL CASAREJO	420251	4253729	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	110	filoniana	2
17	MINA ADELA	417821	4258298	Pb	"Alcudiense Inf."	80	filoniana	4
18	TERCER ROBLEDDILLO	414249	4252292	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	90	filoniana	2
19	MINA CONSUELO	415809	4250855	Pb	"Estrat. Pochico"	105	filoniana	2
20	MINA LOLITA	418417	4258531	Pb	"Alcudiense Inf."	70	filoniana	4
21	MINA EL COMPLEMENTO	418765	4258579	Pb	"Alcudiense Inf."	75	filoniana	4
22	MINA DE LOS GALAYOS	419553	4258928	Pb	"Alcudiense Inf."	70	filoniana	4
22	MINA DE LOS GALAYOS	419553	4258928	Pb	"Alcudiense Inf."	100	filoniana	4
23	PARAJE LOS GALAYOS	419467	4259267	Pb	"Alcudiense Inf."	--	filoniana	
24	EL PINCHINO	419014	4259051	Pb	"Alcudiense Inf."	115	filoniana	4
25	MINA MARIA AURORA	418959	4260014	Pb	"Alcudiense Inf."	110	filoniana	4
26	ENERO 2. Y 3.	417674	4248420	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	105	filoniana	2
27	ENERO 1.	417695	4248576	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	85	filoniana	2
28	MINA EL HAMBRE	417694	4249114	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	100	filoniana	2
29	MINA DE LA NAVA	403241	4257053	Pb, Zn	"Bancos Mixtos"	20	filoniana	3
29	MINA DE LA NAVA	403241	4257053	Pb, Zn	"Bancos Mixtos"	100	filoniana	3

NUMERO	NOMBRE O PARAJE	COORDENADAS U.T.M.		SUBSTANCIAS BENEFICIADAS	UNIDAD LITOLOGICA ENCAJANTE	DIRECCION ESTRUCTURA	MORFOLOGIA	GRUPO TIPOLOGICO (según PALERO, 1991)
		X	Y					
30	MINA EUFRASIA	400274	4260192	Pb, Zn, Cu	"Estrat. Pochico"	90	filonianas	2
31	AMP. V. DE LA CABEZA	406485	4256848	Pb, Zn	"Bancos Mixtos"	85	filonianas	3
32	EL MUSICO	406859	4256712	Pb, Zn	"Bancos Mixtos"	110	filonianas	3
33	A. DE TIRO DE BARRA	406837	4255744	Pb, Zn	"Bancos Mixtos"	--	filonianas	3
34	SOCAVON DE BAENA	401644	4259590	Pb	"Estrat. Pochico"	115	filonianas	2
35	COLL. DE ALJIBILLOS	406619	4255398	Pb, Zn	"Bancos Mixtos"	40	filonianas	3
36	PARAJE EL CONTADERO	419905	4244656	Pb, Zn	"Bancos Mixtos"	70	filonianas	3
37	SANTO VIEJO	419079	4252306	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	100	filonianas	2
38	MINA LAS LLAVES	414848	4248326	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	95	filonianas	2
39	GARGANTA DE CANUTO	411856	4249031	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	90	filonianas	2
40	CASA LA TORRECILLA	410372	4249194	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	95	filonianas	2
41	A. DE LA TORRECILLA	406737	4249221	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	70	filonianas	2
42	GARGANTA DE AGUAFRIA	405254	4253337	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	60	filonianas	2
43	MINA ATILANA	405887	4253508	Pb, Zn, Cu	"Estrat. Pochico"	70	filonianas	2
44	CUARTO ROBLEDILLO	414089	4252027	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	65	filonianas	2
44	CUARTO ROBLEDILLO	414089	4252027	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	90	filonianas	2
45	MARIA Y CARMEN	415026	4252148	Pb, Zn, Cu	"Estrat. Pochico"	85	filonianas	2
46	LA CABANAS	414736	4251453	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	95	filonianas	2
47	ALISOS	414644	4251142	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	90	filonianas	2
48	POZO RICO	415519	4250553	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	100	filonianas	2
49	POZO RICO OESTE	414983	4250610	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	85	filonianas	2
50	SEGUNDO POZO RICO	414351	4250621	Cu, Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	90	filonianas	2
51	EL JIROTE	413539	4258861	Pb	"Alcudiense Inf."	60	filonianas	4
52	PARAJE LOMA CALDELA	408554	4260056	Cu	"Alcudiense Inf."	90	filonianas	1
53	MINA EL TOLEDANO	416225	4254018	Pb, Zn	"Esquistos Rio"	110	filonianas	2
54	PARAJE GALDINA	424263	4257572	Pb	"Alcudiense Inf."	125	filonianas	4
55	CORA PEARL/LA ROMANA	397580	4251594	Pb, Zn, Ag	"Alcudiense Inf."	80	filonianas	4
56	ARROYO DEL CHUPON	419922	4250493	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	110	filonianas	2
57	ALDEA DEL TAMARAL	415750	4254925	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	90	filonianas	2
58	LA MENORA	421000	4256300	Pb	"Alcudiense Inf."	100	filonianas	4
59	LA GITANA	418850	4253250	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	100	filonianas	2
60	A. DEL NACEDERO	404750	4260980	Pb, Zn	"Alcudiense Inf."	110	filonianas	1
61	A. DEL MORO	403980	4261380	Pb, Zn	"Alcudiense Inf."	100	filonianas	1

Tabla 2.- (Continuación). Indicios mineros en la Hoja 861-Solana del Pino.

NUMERO	NOMBRE O PARAJE	COORDENADAS U.T.M.		SUBSTANCIAS BENEFICIADAS	UNIDAD LITOLOGICA ENCAJANTE	DIRECCION ESTRUCTURA	MORFOLOGIA	GRUPO TIPOLOGICO (según PALERO, 1991)
		X	Y					
62	A. DE LOS PERALES	403320	4261540	Pb, Zn	"Alcudiense Inf."	130	filoniana	1
63	PARAJE NAVAFRESNO	403640	4257700	Pb, Zn	"Bancos Mixtos"	70	filoniana	3
64	A. DE LOS TORNOS	399940	4256040	Sb, Cu	"Estrat. Pochico"	105	filoniana	2
65	COL. DE VALLEHERMOSO	399040	4256480	Cu	"Estrat. Pochico"	105	filoniana	2
66	EL RISQUILLO	403675	4247925	Pb, Zn	"Bancos Mixtos"	60	filoniana	3
67	FINCA NAVALAHIGUERA	411750	4247050	Pb, Zn	"Caliza Urbana"	--	estratoide	5
68	ARROYO DEL CORCHUELO	407300	4256075	Pb, Zn	"Bancos Mixtos"	140	filoniana	3
69	BCO. DE TEMBLADERAS	421820	4256700	Pb	"Alcudiense Inf."	110	filoniana	4
70	PARAJE DE AGUAFRIA	405150	4253550	Pb	"Estrat. Pochico"	90	filoniana	2
71	GGANTA. DE LOS HACES	403775	4253700	Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	60	filoniana	2
72	VALHONDO	403050	4249650	Cu, Pb, Zn	"Estrat. Pochico"	48	filoniana	2

Tabla 3.- (Continuación). Indicios mineros en la Hoja 861-Solana del Pino.

En la Hoja de Solana del Pino existe un reducido número de canteras, las cuales se hallan inactivas. Todas ellas han sido de muy pequeñas dimensiones, siendo la más importante la realizada junto a la carretera de Puertollano a Andújar, en el collado de Hontanar. En ella se trabajó la Cuarrita del Criadero para la obtención de áridos.

Al sur del pueblo de Solana del Pino existen unas pequeñas excavaciones realizadas sobre la Caliza Urbana para la obtención de cal. Son trabajos muy antiguos que se hallan sobre los afloramientos del nivel carbonatado del arroyo del Postuero y de Guijuelos.

A parte de estos trabajos existen otras labores muy pequeñas realizadas para la obtención de piedra de mampostería. Estos trabajos aparecen sobre paquetes gruesos de Grauvacas y sobre niveles tableados de ortocuarcitas.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

El área ocupada por la Hoja de Solana del Pino, está comprendida mayoritariamente entre los 600 mm y 700 mm de precipitación media anual.

Las isotermas están comprendidas entre los 15°C y 16°C, y los valores de evapotranspiración potencial, en media anual y para año medio son próximos a los 800 mm.

La red fluvial es exclusivamente tributaria de la cuenca del Guadalquivir, siendo el curso más importante el río Jándula, que atraviesa la Hoja en dirección norte-sur, dentro del tercio oriental. Este río constituye el drenaje natural de la práctica totalidad de la zona, recibiendo diferentes nombres en los distintos tramos (Jándula, Frío y Fresneda) junto a sus afluentes principales, Montoro y Robledoillo.

Las subcuencas presentes se encuentran reguladas por el embalse del Jándula, ubicado en la vecina Hoja meridional (Virgen de la Cabeza-883).

Existen tramos afectados por vertidos en el río Jándula-Ojailén y que no cumplen la normativa de los objetivos de calidad. Estos tramos se localizan desde Puertollano hasta el embalse del Jándula. No hay zonas clasificadas como húmedas, ni espacios naturales protegidos.

Hidrogeológicamente la Hoja se caracteriza por un conjunto de materiales de muy baja permeabilidad o impermeables, pertenecientes al Paleozoico, que aflora en la mayor parte de la zona.

No se puede hablar por tanto de auténticos acuíferos, excepción hecha de algunas identificaciones de limitado interés, como en la "caliza urbana", lenticulares y de poco desarrollo.

Igualmente destacables, aunque con condicionantes, son los materiales detriticos pertenecientes al Cuaternario, en donde se encuentran localizados la mayoría de los pozos y zanjas, aunque éstos son de escasos recursos y bajos rendimientos por efecto de la matriz arcillosa-arenosa que engloba a la mayoría de los cantos y gravas.

Existe un único sondeo inventariado de 72 m que no se explota, y atraviesa pizarras y grauvacas precámbricas, y 4 manantiales que no suelen superar los 0,5 l/s a pesar de las condiciones óptimas en la fecha que se realizó el inventario.

El agua del sondeo anteriormente dicho, es bicarbonatada cálcica, con una conductividad de 550 $\mu\text{s}/\text{cm}$, y alto contenido en nitratos, superando los 100 mg/l.

Respecto a los manantiales, todos ellos se ubican sobre materiales ordovícicos, constituidos por areniscas, cuarcitas y pizarras. Sus aguas son de muy baja conductividad, no superando en ningún caso los 50 $\mu\text{s}/\text{cm}$, e inexistencia en contenidos en sulfatos y nitratos, por lo que son recomendables para todo tipo de consumos y aplicaciones.

8. BIBLIOGRAFÍA

- ALÍA MEDINA, 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)". *1^{er} Congreso Hispano-luso-americano de Geología Económica*, t. I: 3-14.
- ALMADÉN-IGME-ENCASUR (1987): "Memoria del proyecto de investigación coordinada de las reservas del estado Hespérica, Alcudia, Guadalupe y Valdelacasa". Inédito.
- ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, J.; FELGUEROZO, C. y QUINTERO, I. (1962): "Estudio geológico de la región de Almadén". *Bol. Geol. y Min.*, vol. LXXIII: 193-327.
- ALVARADO, A. (1923): "Región este de Sierra Morena. Datos referentes a tectónica y formaciones filonianas de plomo". *Bol. Geol. Min.*, vol. XLIV.
- ÁLVAREZ NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J.L.; GIL TOJA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LORENZO DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MONTESERÍN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M.V.; PICART, J.; ROBLES, R.; SANTAMARÍA, J. y SOLÉ, F.J. (1988): "Unidades litoestratigráficas de los materiales precámbrico-cámbicos en la mitad suroriental de la zona centro-ibérica". *II Congreso Español de Geología. Granada. Comunicaciones*, vol. 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, 2^a serie (MAGNA)*. IGME.
- 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.
- ARBIN, P. (1975): *Le secteur et la mine de Diógenes (Ciudad Real, Espagne)*. Th. 3^{ème} Cycle. Univ. Paris Sud: 237 pp. Orsay.
- ARBIN, P.; HAVLICEK, V. y TAMAIN, G. (1978): "La 'Formation d'Enevrio' de l'Ordovicien de la Sierra Morena (Espagne), et sa faune à *Drabovia praedux nov. sp. (Brachiopoda)*". *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XX, nº 1: 29-37.
- ARBIN, P. y TAMAIN, G. (1973): "Les chevauchements intra-alcudiens de la Ribera de Río Frío, Valdemanco del Esteras, et de l'Arroyo del Tamujar, Cabezarrubias, dans le Sud de la Méseta Ibérique". *C.R. Séances Acad. Sci. Sér D, Sci-Nat*; 277: 1291-1294. Paris.
- 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.

- BARD, J.P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph. y RIBEIRO, A. (1970): "Geotectonic model for the Iberian Variscan Orogen". *Nature Physical Science*, 241: 15.
- BOCHMANN, H.G. (1956): *Stratigraphie und tektonik der zentralen Extremadura in Bereich von Cáceres und der östliche Sierra de San Pedro (Spanien)*. Unveröff. Dies. Match. Naturviss. Fak. Univ. Münster.
- BOUYX, E. (1961): "Au sujet de l'âge des schistes de l'Alcudia". *C.R. Somm. Sciences Soc. Géol. Fr.*: 64-66. Paris.
- (1962): "La edad de los esquistos de Alcudia". *Notas Comun. Inst. Geol. Min. Esp.*; 66: 197-200. Madrid.
 - (1965): "Les conglomérats interstratifiés dans la série anté-ordovicienne de la province de Ciudad Real (Espagne méridionale)". *C.R. Acad. Sci.*; 260: 6148-6150. Paris.
 - (1970): "Contribution à l'étude des formations anté-Ordoviciennes de la Méséta Méridionale (Ciudad Real et Badajoz)". *Mem. del Inst. Geol. y Min. de España*, t. 73.
- BOUYX, E. y SAUPÉ, F. (1966): "Précision sur la limite Arenig-Llandeilo dans l'Ordovicien d'Almadén (province de Ciudad Real, España)". *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 263: 321-323.
- BUTENWEG, P. (1968): "Geologische Untersuchungen in Ostteil der Sierra Morena Nordostlich von La Carolina (Prov. Jaén)". *Münster Forch. Geol. Paläont.*, H. 6.
- 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 (4): 343-355.
- CAPOTE, R. y HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1969): "Estudio geológico de la región de Santa Cruz de Mudela - Despeñaperros". *Informe J.E.N.*, inédito.
- 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.
- CAS, R.A.F. y WRIGHT, J.V. (1987): *Volcanic successions modern and ancient*. Allen and Unwin ed. London.

- 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.
- CASTRO, A. (1990): "Microgranular enclaves of the Quintana Granodiorite (Los Pedroches Batholith). Petrogenetic significance". *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 3(1-2): 7-21.
- CHARPENTIER, J.L. (1976): *Géologie et Metallogénie de la Sierra Carolina (Jaén-Espagne)*. Thése 3er. cycle. Centre d'Orsay. L'Université de Paris-Sud. 156 pp.
- COUPEZ, Y.; TOMKINSON, M. y PHILLIPS, A. (1988): "Use of correlations between structural analysis of outcrop, remote sensing and gravity data to aid exploration for base metal mineralization in the Almadén region of Spain". *2nd Remote Sensing European Workshop (Bruxelles, 1986)*: 177-242.
- CRESPO LARA, V. y REY DE LA ROSA, J. (1971): "Contribución al estudio del Valle de Alcudia". *Bol. Geol. y Min.*, t, LXXXII-VI: 512-515.
- CRESPO, V.; REY, J; VILCHES, L. y PAZ, C. (1971): "Memoria sobre la investigación minera estatal en la reserva del Valle de Alcudia". *Jornadas Minero-Metalúrgicas. Cartagena*. Secc. III: 131-152.
- CRESPO, V. y TAMAIN, G. (1971): "Mise en évidence de niveaux carbonatés interstratifiés dans l'Alcudien de la Sierra Morena Central (Espagne)". *C.R. Acad. Sc. París. serie D*, t. 272: 688-690.
- CRESPO, V.; VILCHES, L.; PAZ, C. y REY, J. (1971): "Contribución al estudio de los sedimentos del valle de Alcudia (Ciudad Real)". *1er Congr. Hisp-Lus-Amer. de Geol. econ. Madrid*. vol. 1: 139.
- CRIMES, T.P. (1987): "Trace fossils and correlation of late Precambrian and early Cambrian strata". *Geological Magazine*; 124 (2): 97-119, 14 fig.. Cambridge.
- CRIMES, T.P. y ANDERSON, M.M. (1985): "Trace fossils from Late Precambrian - Early Cambrian strata of southeastern Newfoundland (Canada): Temporal and environmental implication". *J. Paleontol.*; 59 (1): 310-343, 16 fig.. Tulsa, Oklahoma.
- CRIMES, T.P.; LEGG, I.; MARCOS, A. y ARBOLEYA, M. (1977): *Late Pre-Cambrian-low Lower Cambrian trace fossils from Spain. Trace fossils*; Seel House Press, Seel Street, Liverpool L1 4AY; 2: 91-138, 10 fig., 8 lam. Liverpool.
- DELGADO, J.C. (1987): *Caracteres litogegeoquímicos de los Estratos Pochico con la metalogenia del campo filoniano del Hoyo de Mestanza (Ciudad Real)*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Salamanca.
- DELGADO, J.C.; MARTÍN-IZARD, A. y PALERO, F.J. (1988): "Litogegeoquímica de la formación Estratos Pochico (Ordovícico inferior) y su relación metalogénica con algunos yacimientos filonianos de Pb-Zn de Sierra Morena Oriental". *Geociencias*, vol. 3, fasc. 1-2: 333-350.

- DÍAZ MORENO, J.L.; SIERRA GÓMEZ, J.; VÁZQUEZ GONZÁLEZ, A.; y ZÁRATE MARTÍN, A. (1990): "Atlas de Castilla-La Mancha, 2^a edición". Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha. Toledo.
- 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 e I. Rábano (Eds): 523-534.
- DÍEZ BALDA, M.A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990): "Central-Iberian Zone. Structure". En DALLMEYER, R.D. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. editores: *"Pre-Mesozoic Geology of Iberia": 172-188*. Springer-Verlag. Berlín.
- EMIG, C.C. y GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (1997): "Niveaux à lingulidés à la limite supérieure du Grès Armorican (Ordovicien, Arenig) dans le Sud-Ouest de l'Europe: origine et signification paléoécologique". *Géobios*, 30: 481-495.
- FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; DE PABLO MACÍA, J.G. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1987): "Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central". *Anais da facultade de Ciências Universidade de Porto. Memorias*, 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, 2^a serie (MAGNA)*. IGME. Cartografía realizada en 1989. Memoria revisada para su edición en 2008.
- FISKE, R.S. y MATSUDA, T. (1964): "Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan". *Amer. Jour. Sci.*, 262: 76-106.
- FONTBOTÉ, J.M. y VERA, J.A. (1983): "La Cordillera Bética". *Libro Jubilar J.M.^a Ríos, Geología de España, T.2, IGME*: 205-343.
- 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.; 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.
- GAMBOA ROBLES, L. y PACHECO TALAVERA, J. (1921-22): "Estudio industrial de los criaderos en los términos de San Lorenzo y El Hoyo de Mestanza (Ciudad Real)". *Bol. Oficial de Minas y Metalurgia*, n.^os 55, 56 y 57. Madrid.
- 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 Congreso Geológico de España. Alcalá de Henares. *Geogaceta*, 20(1): 19-22.

GARCÍA SANSEGUNDO, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S. y ORTEGA, E. (1987): *Memoria de la Hoja nº 808 (Almadén). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA)*. IGME.

GRADSTEIN y OGG (1996): "A Phanerozoic time scale". *Episodes*, 19. N.os 1 & 2.

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)". II Congreso Geológico de España. Granada. *Comunicaciones*, 1: 91-94.

GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. y RÁBANO, I. (1987): "Trilobites y Graptolitos de las lumaquelas terminales de los "Bancos Mixtos" (Ordovícico superior de la zona Centroibérica meridional): Elementos nuevos o poco conocidos". *Bol. Geol. y Min.*, t.XCVIII-V: 647-669.

GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; RÁBANO, I.; SAN JOSÉ LANCHÁ, 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., SARMIENTO, G.N. y RÁBANO, I. (2014): "Un olistostroma con cantos y bloques del Paleozoico inferior en la cuenca carbonífera del Guadalmellato (Córdoba)". Parte II: "Bioestratigrafía y afinidades paleogeográficas". *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27(1): 27-46.

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

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

HENKE, W. (1926): "Beitrag zur Geologie der Sierra Morena nördlich von La Carolina (Jaén)". *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.*, 39 (2): 183-204. (Traducido al español en *Publicaciones extranjeras sobre geología de España*).

HERRANZ ARAÚJO, P.; SAN JOSÉ LANCHÁ, 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 (4): 327-342. Madrid.

HIGUERAS HIGUERAS, P. y MONTERUBIO, S. (1992): "Magmatismo y mineralizaciones de edad silúrica en la Zona Centroibérica". En GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; SAAVEDRA, J. y RÁBANO, I. (eds.) *Paleozoico inferior de Ibero-América*. Univer. de Extremadura. pp. 535-544.

- JACQUIN, J.P. y PINEDA VELASCO, A. (1980): "Sobre la metalogenia del Subdistrito de La Carolina (Sierra Morena Oriental, España). Una nueva interpretación posible. Reflexiones sobre su investigación". *Stud. Geol. Salmant.*, t. XVI: 59-70.
- JULIVERT, M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972): *Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares (Escala 1:1.000.000)*. IGME.
- KETTEL, D. (1967): "Zur Geologie der östlichen Sierra Morena in Grenzbereich der Provinzen Jaén, Ciudad Real und Albacete (Spanien)". *Münsters. Forschung. 2. Geol. v. Paläont.*, 88: 275-349.
- 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 Cardeña-Virgen de la Cabeza (batolito de Los Pedroches, España)". *XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular. Extended Abstracts*: 160-169.
- 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.
- LAURET, J.M. (1974): *Recherches géologiques et Minières dans la région d'Almadén-Almadenejos*. Thèse 3ème cycle. Univ. Paris Sud. Centre d'Orsay.
- LEAL ECHEVERRÍA, G.; CAPOTE, R.; GALÁN, E. y HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1976): *Génesis de las mineralizaciones del área Pedroches-Linares en relación con la evolución geotectónica del cinturón varisco de Sierra Morena Oriental*. Fundación "Juan March". Inédito.
- 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.
- 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.
- LÓPEZ GÓMEZ, A.; FERNÁNDEZ GARCÍA, F.; GALÁN, E.; GESTEIRO, M. y LARA, R. (1984): "La distribución espacial de las precipitaciones en la meseta meridional: Avance de una cartografía climática". *I Reunión de estudios regionales de Castilla-La Mancha*, vol. III, sec. 2ª. pp. 115-126.
- 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 Congreso Nacional de Geología. Granada. Comunicaciones*, 1: 115-118.

- LOTZE, F. (1946, trad. 1970): *El Cámbrico en España*. (Trad. de Joaquín Gómez de Llarena). en *Publ. Extr. Geol. Esp. Mem. IGME*, T 76, pp. 1-245.
- (1956): Über sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung. *Geotektonische Symposium zu Ehren von H. Stille*: 128-139. Stuttgart.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1976): "Las 'Capas de Transición', Cámbrico inferior y otras series pre-ordovícicas (¿Cámbrico superior?) en los Montes de Toledo surorientales, Toledo, España". *Estudios Geológicos*; 32: 591-513. Madrid.
- (1977): "Nuevos datos sobre el Ordovícico inferior; el límite Cámbrico-Ordovícico y las fases sárdicas en los Montes de Toledo: consecuencias geotectónicas". *Estudios Geológicos*, 33: 57-80. Madrid.
- MARTÍN PARRA, L.M. (2003): *Geometría y cinemática de la Zona de Cizalla Extensional Santa Elena-Puente Génave entre El Centenillo y el Río Guarizas (Sierra Morena Oriental, Norte de la provincia de Jaén)*. Seminario de Investigación, Univ. de Granada, 59 pp.
- 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. E. 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 (3-4): 337-351.
- (1991 b): El relieve del Macizo Hespérico y sus sedimentos asociados. *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del Oeste Peninsular*, Sociedad Española de Geomorfología, Monografía, N° 6, ITGE-SGE: 9-26.
- 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.; 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.
- 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.
- MATAS, J.; MARTÍN PARRA, L.M. y MONTES SANTIAGO, M.J. (2014): "Un olistostroma con cantes y bloques del Paleozoico inferior en lacuena carbonífera del Guadalmellato (Córdoba)". Parte I: "Estratigrafia y marco geodinámico varisco". *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27(1): 11-26.
- MATAS, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MONTESERÍN, 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.; MARTÍN PARRA, L.M. y MARTÍNEZ POYATOS, D. (2015): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 69 (Pozoblanco)*. *Mapa Geológico de España. E. 1:200.000 (MAGE200)*. IGME.
- MATTAUER, M. (1976): *Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre*. Ed. Omega. Barcelona.
- MIRA LÓPEZ, M.; RODRÍGUEZ PEVIDA, L.S. y ORTEGA, 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.
- MOLINA BALLESTEROS, E. (1975): *Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real)*. Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid. Publicada en *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, vol. 3.
- MOLINA CÁMARA, J.M. y FERNÁNDEZ CARRASCO, J. (1987): *Memoria de la Hoja nº 782, Valdemanco del Esteras*. *Mapa Geológico de España, escala 1:50000. 2ª serie*, plan MAGNA. IGME.
- MONTESERÍN, V.; NAVARRO JULI, J.J.; PALERO, F. y PASCUAL MUÑOZ, H. (2016): *Mapa geológico y Memoria revisados de la Hoja nº 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.*, t. XII: 123-126.
- 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. y Min.*, t. XCIX-IV: 473-489.

NOZAL MARTÍN, F.; ROBLES CASAS, R. y SANTAMARÍA CASANOVAS, J. (1988 b): "Estratigrafía de los materiales precámbricos en el sector central del Anticinal de Ibor. Localización de la discordancia 'Intra-Alcudiense'". (*Zona Centro-Ibérica*). *II Congr. Geol. Esp. Comun.*; 1: 135-138, 4 fig. Granada.

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

ORTEGA, E. y GONZÁLEZ LODEIRO, E. (1983, publ. 1986): "La Discordancia intra-Alcudiense en el dominio meridional de la zona Centroibérica". *Brev. Geol. Astur.*, 3-4: 27-32.

ORTEGA, E.; HERNÁNDEZ URROZ, J. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1988): "Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales anteordovícicos en la parte suroriental del autóctono de la zona Centroibérica". *II Congreso Nacional de Geología. Granada. Simposio sobre: Cin-turones orogénicos*, pp. 85-89.

ORTEGA, E. y SÁNCHEZ VIZCAÍNO, J. (1987): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 783 (Abe-nójar) . Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA)*. IGME.

ORVIZ, F.; CASTELLÓ, R. y MARTÍNEZ DEL OLMO, W. (1976): *Mapa geológico y memoria de la Hoja nº 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. Sci., Sér. D. Sci. Nat.*; 270: 2634-2636, 1 fig. Paris.

- (1970): "Essai tectonique en Sierra Morena (Espagne)". *Congr. Nat. soc. savantes. sciences, Reims; C 95, T1*: 305-327.

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, 18 fig., 16 lam. Madrid.

PALACIOS MEDRANO, T. y VIDAL, G. (1992): "Lower Cambrian acritarchs from Northern Spain: The Precambrian-Cambrian boundary and biostratigraphic implications". *Geological Magazine*; 129: 421-436. Cambridge.

- (1996): Excursión B.1: El Neoproterozoico superior-Cámbrico inferior del centro de España. *XII Jornadas de Paleontología*. T. Palacios y R. Gozalo (eds.): 170-179, 3 fig.. Badajoz.

PALACIOS MEDRANO, T.; VIDAL, G. y MOCZYD'LOWSKA, M. (1996a): Palaeontological record of the Neoproterozoic-Lower Cambrian in Iberia - biochronological and palaeobiogeographical implications. *II Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Groups*: 110-113, 2 fig.. Spain.

PALACIOS MEDRANO, T.; VIDAL, G.; MOCZYD'LOWSKA, 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.

PALERÓ, F.J. (1983): *Estudio geológico y metalogénico del campo filoniano de El Hoyo de Mestanza (Ciudad Real). Un nuevo modelo genético de filones de Pb-Zn en Sierra Morena Oriental*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Salamanca.

- (1986): "El campo filoniano de El Hoyo de Mestanza. (Ciudad Real). Sobre el origen de las mineralizaciones B.P.G.C. asociadas a zonas de cizalla". *Stud. Geol. Salmant.*, t.XXIII: 265-297.
- (1991): *Evolución geotectónica y yacimientos minerales de la región del valle de Alcudia (sector meridional de la Zona Centroibérica)*. Tesis doctoral. Universidad de Salamanca.
- (1992): "La sucesión paleozoica y estructura del sinclinal de Solana del Pino (Ciudad Real)". *Estudios Geológicos*, 48(5-6): 341-352.
- (1993): "Tectónica pre-varisca de las series infraordovícicas del anticlinal de Alcudia y la discordancia intraprecámbrica en su parte oriental. (Sector meridional de la Zona Centroibérica)". *Bol. Geol. y Min.*, 104(3): 227-242.

PALERÓ, F.J.; BOTH, R.A.; MARTÍN-IZARD, A.; MANGAS, J. y REGUILÓN, R. (1992): "Metalogénesis de los yacimientos de Pb-Zn de la región del Valle de Alcudia (sierra Morena Oriental)". En GARCÍA GUINEA y MARTÍNEZ FRÍAS (eds.) "Recursos minerales de España". *Textos Universitarios*, vol. 15. C.S.I.C. pp. 1027-1068.

PALERÓ, F.J.; DELGADO QUESADA, M.; FERNÁNDEZ RUIZ, J.; INSUA MÁRQUEZ, M.; SÁNCHEZ CARRETERO, R.; LIÑÁN GUIJARRO, E.; GARCÍA ALCALDE, J.; VILAS, E.; PALACIOS MEDRÁN, T.; SORIA RODRÍGUEZ, F.J.; CARVAJAL MENÉNDEZ, A.; GRACIA PRIETO, J.; OLIVARES TALENS, J. y CANTOS, R. (2008): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 860 (Fuencaliente). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie* (MAGNA). IGME.

PALERÓ, F.J. y MARTÍN-IZARD, A. (1988): "Las mineralizaciones estratoides de Zn-Pb en la Caliza Urbana del paraje de Peña del AgUILA, Calzada de Calatrava (Ciudad Real)". *Bol. Soc. Esp. de Mineralogía*, 11(1): 179-189.

PARDO, M.V. (1983): *Bioestratigrafía del Devónico de Almadén*. Tesis de licenciatura. Universidad de Oviedo.

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 Congreso Geológico de España. Granada. Comunicaciones* 2: 165-168.

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

PARGA, J.R. y VEGAS, R. (1974): "El Precámbrico en el cinturón varisco de la Península Ibérica". *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.). I cent.*, pp. 329-345.

PASCUAL, E. (1984): "El batolito de Los Pedroches en el sector de Hinojosa del Duque-Santa Eufemia. Caracteres petrográficos y relaciones con las deformaciones variscas". *Memorias e Noticias*, Univ. Coimbra, 97: 39-50.

PELÁEZ PRUNEDA, J.R.; VILAS MINONDO, L.; HERRANZ ARAÚJO, P.; PEREJÓN, A. y GARCÍA-HIDALGO, J.F. (1986): "Nouvelles données sur la discordance intraprécambrienne dans la Vallée de l'Alcudia (Massif Ibérique Méridional, Espagne)". *Réun. Sci. Terre*. Clermont-Ferrand; 11: 145.

PELÁEZ PRUNEDA, J.R.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; HERRANZ ARAÚJO, P.; PIEREN PIDAL, A.P.; VILAS MINONDO, L. y SAN JOSÉ LANCHA, M.A. (1989): Upper Proterozoic in Central Spain. *28 Intern. Geol. Congr.*; 2: 590-591. Washington D.C.

PEMBERTON, S.G.; FREY, R.W. y BROMLEY, R.G. (1988): "The ichnotaxonomy of Conostichnus and other plug-shaped ichnofossils". *Can J Earth Sci*; 25 (6): 866-892.

PENHA, M.H. y ARIBAS, A. (1974): "Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles". *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXV-III: 271-273.

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.; DÍEZ 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 GONZÁLEZ, A. (1981): *Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo*. Tesis doctoral. Ed. de la Univ. Complutense de Madrid.

PÉREZ LLORENTE, F. (1979): *Geología de la zona Ossa-Morena, al norte de Córdoba (Pozoblanco-Bélmez-Villaviciosa de Córdoba)*. Tesis doctoral. Universidad de Granada.

PEMBERTON, S.G.; FREY, R.W. y BROMLEY, R.G. (1988): "The ichnotaxonomy of Conostichnus and other plug-shaped ichnofossils". *Can J Earth Sci*; 25 (6): 866-892.

PENHA, M.H. y ARIBAS, A. (1974): "Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles". *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXV-III: 271-273.

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.; DÍEZ 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 GONZÁLEZ, A. (1981): *Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo*. Tesis doctoral. Ed. de la Univ. Complutense de Madrid.

- PÉREZ LLORENTE, F. (1979): *Geología de la zona Ossa-Morena, al norte de Córdoba (Pozoblanco-Bélmez-Villaviciosa de Córdoba)*. Tesis doctoral. Universidad de Granada.
- PIEREN, A.P.; PINEDA, A. y HERRANZ, P. (1987): "Discordancia intraprecámbrica 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' (Vendiente) en el entronque de La Serena y el Valle de Alcudia (Este de la Provincia de Badajoz)". *Temas Geol. Min.*; 9: 91-100, 2 fig. Madrid.
- PILE, E.; PORTERO, J.M.; OLIVÉ, A.; ÁLVARO, M. y ANCOECHA, E. (1990): *Memoria de la Hoja nº 758 (Casas del Río). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA)*. ITGE.
- PILLOLA, G.L. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1988): "Graptolites du Trémadoc du sud-ouest de la Sardaigne (Italie)". *Géobios*, (5): 553-656. Lyon.
- PINEDA, A. (1987): "La Caliza Urbana (Ordovícico superior) y sus tramos volcanoclásticos en el subsuelo del Norte de El Centenillo (Jaén)". *Bol. Geol. y Min.*, t. XCVIII-VI: 780-793.
- POUPON, G. (1971): *Contribution à l'étude de la région d'Aldeaquemada (Jaén), Espagne*. Thèse Univ. Paris-Sud. Centre d'Orsay.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1981): "Estudio paleogeográfico del precámbrico de la región de Almadén". *Informe interno Minas de Almadén*. Inédito.
- PUSCHMANN, H. (1967): "Zum Problem der Schichtlücken in Devon der Sierra Morena (Spanien)". *Geol. Rundschau*, 56: 528-542.
- RABANO, I. (1989): "Trilobites del Ordovícico medio del sector meridional de la zona Centroibérica española. Parte I: Yacimientos, bioestratigrafía y aspectos paleobiogeográficos". *Bol. Geol. y Min.*, 100(3): 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 (Brazatorras). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA)*. IGME.
- RAMSAY, J.G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill ed. London.
- (1980): "Shear zone geometry: a review". *Journal of structural Geology*, 2(1/2): 83-99.
- RAMSAY, J.G. y HUBER, M.I. (1987): *The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and Fractures*. Academic Press ed. London.
- REDLIN, K. (1955): *Stratigraphie und tektonik in der mittleren Sierra Morena im Bereich des Valle de Alcudia (Spanien)*. Diss. Wilhelms-Univers. Münster.

- RIBEIRO, A. (1974): "Contribution a l'étude tectonique de Tras-Os-Montes oriental". *Serv. Geol. de Portugal, mem. 24 (Nova serie)*, pp. 1-168.
- RICHTER, P. (1967): "Stratigraphie und Tektonik in der Sierra de San Andrés (östliche Sierra Morena, Spanien)". *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 3: 1-144. Münster.
- Ríos, 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 ARAGÜES, S. (1977): "Aspectos geológicos del metalotecto plumbífero de La Carolina-Santa Elena, en Sierra Morena Oriental (Jaén, España)". *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXVIII-II: 99-108.
- (1978): "Evolución tectónica y guías de prospección en el distrito filoniano plumbífero de La Carolina-Santa Elena". *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXIX-VI: 550-561.
- ROBARDET, M y DORE, F. (1988): "The Late Ordovician diamictitic formations from Southwestern Europe: north-Gondwana glaciomarine deposits". *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 66: 19-31.
- RODRÍGUEZ PEVIDA, L.S.; MIRA LÓPEZ, M. y ORTEGA, E. (1990): *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 833 (Hinojosa del Duque). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie* (MAGNA). ITGE.
- Roiz, J.M. (1979): *La estructura y la sedimentación hercíniana, en especial el Precámbrico superior, en la región de Ciudad Real-Puertollano*. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- Roiz, J.M. y VEGAS, R. (1980): "Formaciones ordovícicas y anteordovícicas del Anticlinal de Tirteafuera (Sur de la provincia de Ciudad Real)". *Studia. Geol. Salmat.*, 15: 27-36.
- ROSA, A. DE LA; ALVARADO, A. y HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1929): *Memoria explicativa de la Hoja nº 836, Mestanza. Mapa Geológico de España*, 1ª serie. IGME.
- 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.
- SAN JOSÉ, M.A. (1983): "El complejo sedimentario pelítico-grauváquico". En *Geología de España*. Libro jubilar de J.M. Ríos. IGME, pp. 91-99.
- SAN JOSÉ LANCHA, M.A. (1984): "Los materiales anteordovícicos del anticlinal de Navalpino". *Cuad. Geol. Ibér.*, 9: 81-117, 3 fig. Madrid.
- SAN JOSÉ, M.A.; PIEREN, A.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; VILAS, L.; HERRANZ, P.; PELÁEZ, J.R. y PEREJÓN, A. (1990): "Central-Iberian Zone. Ante-Ordovician Stratigraphy". In: DALLMEYER, R.D. & MARTÍNEZ GARCÍA, E. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, pp. 147-159. Springer-Verlag. Berlín.

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)". *Paleozoico Inf. Ibero-América*. J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds.): 505-521, 7 fig. Madrid.

SARMIENTO, G. (1993): *Conodontos ordovícicos de Sierra Morena (Macizo Hespérico Meridional)*. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid.

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. 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 (province de Ciudad Real, Espagne). Point des connaissances actualles". In: *colloque ordovicien-silurien Bres. Mem. B.R.G.M.*, 73: 355-365.

- (1973): "La Géologie du gisement de mercure d'Almadén (province de Ciudad Real, Espagne)". *Sciences de la Terre*, 29, B.R.G.M.

SOLÉ SABARÍS, L. (1983): "Morfología General de la Península Ibérica". *Libro Jubilar J. Mª Ríos. Geología de España*, T 2, IGME: 589-612.

SWIFT, F.J.P. (1976): "Continental shelf sedimentation. Marine sediment transport an environmental Management". Ed. Stanley y Swift. Wiley, pp. 311-350.

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 taconiques dans le sud-est de la Sierra Morena (Espagne)". *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 258: 977-979.

- (1967): "El Centenillo zone de référence pour l'étude de l'Ordovicien de la Sierra Morena Orientale (Espagne)". *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 265: 389-392.

- (1972 a): *Recherches Géologiques et minières en Sierra Morena Orientale, Espagne*. Thèse 3ème cycle. Université de Paris Sud. Centre d'Orsay.

- (1972 b): *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 pp, 5 fig. Paris.

- (1975): "El Alcudiense y la Orogenesis Cadomense en el Sur de la Meseta Ibérica (España)." *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., (Sec. Geol.). Primer Centenario de la R. Soc. Española Hs. Nat.*: 437-464. Madrid.
- TAMAIN, G. y OVTRACHT, A. (1971): "Essai de corrélation entre la Méséta ibérique et le Massif Armorican au Précambrien supérieur et au Paléozoïque inférieur". *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 272: 2289-2292.
- 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.
- VIDAL, G.; PALACIOS, T.; GÁMEZ-VINTANED, J.A.; DÍEZ BALDA, M.A. y GRANTS, S.W.F. (1994a): "Neo-proterozoic-early Cambrian geology and paleontology of Iberia". *Geol. Mag.*, 131(6): 729-765.
- VIDAL, G.; PALACIOS MEDRANO, T.; MOCZYDŁOWSKA, M. y LORENZO ÁLVAREZ, S. (1995): "A new find of "Tommotian" small shelly fossils from southern Spain". *Reunión de Geología del Oeste Peninsular. Salamanca, Septiembre 95; XIII*: 166-167.
- VIDAL, G.; SÖREN, J. y PALACIOS MEDRANO, T. (1994 b): "Neoproterozoic (Vendian) ichnofossils from Lower Alcudian strata in central Spain". *Geological Magazine*, 131 (2): 169-179, 4 fig.. Cambridge.
- VILAS MINONDO, L.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; SAN JOSÉ LANCHA, M.A.; PIEREN PIDAL, A.P.; PELÁEZ PRUNEDA, J.R.; PEREJÓN, A. y HERRANZ ARAÚJO, P. (1986 a): Stratigraphy and basin evolution in the Upper Precambrian-Lower Cambrian of the SW. Spanish Meseta. *Int. Conf. Iberian Terranes & Regional Correl. Project 233*: 46. Oviedo.
- VILAS MINONDO, L.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; SAN JOSÉ LANCHA, 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, 1 fig. Madrid.
- VILAS MINONDO, L.; SAN JOSÉ LANCHA, M.A.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; PELÁEZ PRUNEDA, J.R.; HERRANZ ARAÚJO, P. y PIEREN PIDAL, A.P. (1986 b): Modèle évolutif du bassin Précambrien terminal-Cambrien Inférieur dans la région de Toledo-Ciudad Real-Extremadura (España). (*Abstract*). *Réun. Sci. Terre. Clermont-Ferrand*; 11: 183.
- VILAS MINONDO, L. y SAN JOSÉ LANCHA, M.A. (1990): Stratigraphy, Introduction. *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R.D. Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.); Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York: 145-146. Heidelberg.
- 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.

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.

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.



ISBN: 978-84-9138-089-4

A standard linear barcode representing the ISBN 978-84-9138-089-4. The barcode is vertical and black on a white background.

9 788491 380894