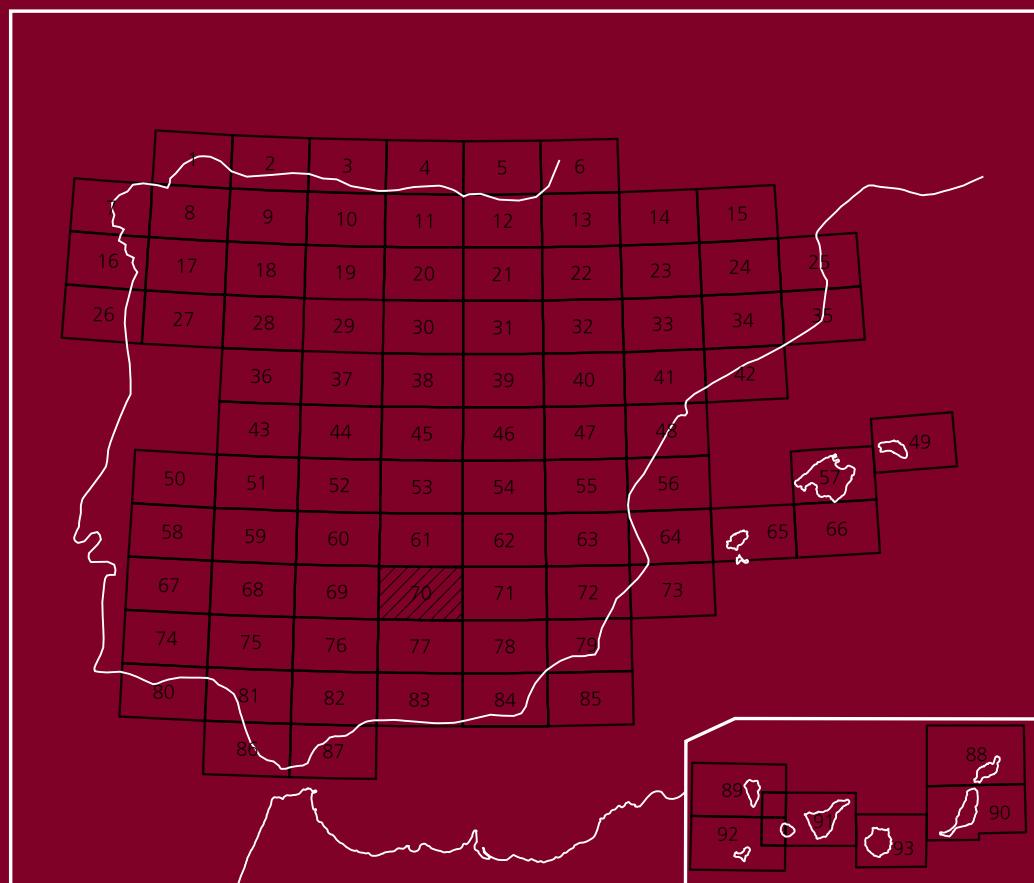




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 200.000



Primera edición

LINARES

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:200.000

LINARES-70

NIPO serie 200.000

Mapa Geológico de España

Autor/es: Instituto Geológico Minero de España

Ministerio de Economía y Competitividad

Instituto Geológico y Minero de España

Lengua/s: Español

Material cartográfico / Papel reciclado

Serie Carto.: Mapa Geológico de España, 1:200.000

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

© INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23 28003 MADRID

Depósito legal: M-38758-2015

NIPO: 728150138

ISBN: 978-84-7840-994-5

Las presentes Hoja y Memoria han sido realizadas con Normas, Dirección y Supervisión del IGME, y cofinanciadas entre el IGME y la CEIC de la Junta de Andalucía.

Intervinieron en su realización los siguientes autores:

Cartografía y memoria

Luis Miguel Martín Parra	(IGME)
Jerónimo Matas	(IGME)
Francisco José Roldán	(IGME)
Ángel Martín-Serrano	(IGME)

Colaboradores:

David Martínez Poyatos (Univ. Granada)
Francisco González Lodeiro (Univ. Granada)

Otros colaboradores:

Geología Estructural y Regional Varisca: David Martínez Poyatos y Francisco González Lodeiro (Universidad de Granada)

Petrología de Rocas Ígneas: Félix Bellido Mulas (IGME)

Análisis Químicos: Laboratorio del IGME

Paleontología: Juan Carlos Gutiérrez-Marco (CSIC, macrofósiles), Graciela N. Sarmiento (Universidad Complutense, micropaleontología) y Rosa María Rodríguez González (Universidad de León, palinología del Carbonífero).

Digitalización y proceso informático:

Arturo Carbajal	(SIMNA)
Carlos Velando	(SIMNA)
Fernando Pérez Cerdán	(IGME)

Dirección y Supervisión del IGME:

Luis Miguel Martín Parra	(IGME)
Luis Roberto Rodríguez Fernández	(IGME)

Dirección y Supervisión de la Junta de Andalucía:

Jose Javier Almarza López .Consejería de Economía, Innovación, Ciencia y empleo (CEIC)

Í N D I C E

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1 SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y ENCUADRE GEOMORFOLÓGICO	9
1.2 SITUACIÓN GEOLÓGICA Y ANTECEDENTES	9
2. ESTRATIGRAFÍA	13
2.1 DOMINIO DEL COMPLEJO ESQUISTO-GRAUVÁQUICO	13
2.1.1 Neoproterozoico-Cámbrico inferior.....	14
2.1.1.1 Alcudiense inferior (25, 25a). Ediacárico.....	14
2.1.1.2 Alcudiense superior (26). Ediacárico-Cámbrico inferior	15
2.1.2 Ordovícico inferior	16
2.1.2.1 Fm de Base (27). Tremadoc ?-Arenig basal	16
2.1.2.2 Cuarcita Armoricana (28). Arenig.....	17
2.1.2.3 Fm Capas Pochico (29). Arenig.....	17
2.1.3 Ordovícico medio.....	18
2.1.3.1 Pizarras del Río (30). Vulcanitas básicas (30a). Oretaniense	19
2.1.3.2 Pizarras, areniscas y cuarcitas. Alternancias del Caño, Pizarras Guindo y Cuarcitas Botella (31). Dobrotiviense.....	19
2.1.4 Ordovícico superior.....	21
2.1.4.1 Pizarras de Canteras y Bancos Mixtos (32). Berouniense- Kralodvoriense	21
2.1.4.2 Caliza Urbana (33). Kralodvoriense.....	23
2.1.5 Ordovícico superior-Silúrico basal	24
2.1.5.1 Pizarras Chavera y Cuarcitas del Criadero (34). Kosoviense-Llandovery	24
2.1.6 Silúrico	25
2.1.6.1 Pizarras negras ampelíticas con graptolitos, Fm Guadarranquejo (35). Rocas piroclásticas (35a). Llandovery superior-Wenlock inferior.....	25
2.1.7 Silúrico superior-Devónico inferior.....	26
2.1.7.1 Pizarras, limolitas y areniscas. Grupo Cerro Escudero (36). Wenlock-Lochkoviense	26
2.1.8 Devónico inferior	26
2.1.8.1 Formaciones Cerro Risquillo y Herrera (37). Lochkoviense superior-Emsiense	26
2.2 DOMINIO DE OBEJO-VALSEQUILLO	27
2.2.1 Neoproterozoico-¿Cámbrico inferior?	27
2.2.1.1 Serie Negra (16). Neoproterozoico-Ediacárico	27
2.2.1.2 Grupo Malcocinado (17). Ediacárico-¿Cámbrico inferior?	27
2.2.2 Cámbrico	28
2.2.2.1 Arcosas con niveles decimétricos de conglomerados y microconglomerados hacia la base. "Fm Torreárboles" (18). Cámbrico inferior	28
2.2.2.2 Formación Azuaga (19). Cámbrico inferior-medio.....	28
2.2.3 Silúrico superior-Devónico	29
2.2.3.1 Pizarras con intercalación de areniscas a techo (21). Ludlow-Lochkoviense	29
2.2.3.2 Cuarcitas y alternancias de pizarras y cuarcitas (22). Ludlow-Devónico inferior	29
2.2.3.3 Cuarcitas (20). Devónico inferior	29
2.2.3.4 Cuarcitas y areniscas ferruginosas con lumaquelas, alternancia de cuarcitas, areniscas y pizarras (23). Devónico superior	29
2.2.3.5 Cuarcitas, areniscas y pizarras de Cabeza Parda (24). Silúrico superior-Devónico	30
2.2.4 Depósitos sinorogénicos tardívariscos. Misisipiense (Carbonífero inferior)	30
2.2.4.1 Pizarras negras y areniscas (38) con coladas y sills basálticos (38a). Culm de Varas-Guadalbarbo. Tournaisiense-Viseense.....	31
2.2.4.2 Pizarras y areniscas con olistolitos paleozoicos (39). Serpukhoviense-Bashkiriense?	31

2.2.4.3	Pizarras, grauvacas y conglomerados (40). Culm de Los Pedroches. Tournaisiense-Bashkiríense? ..	32
2.3	CARBONÍFERO POST-VARISCO	33
2.3.1	Conglomerados, areniscas, pizarras con niveles intercalados de carbón y cineritas (41). Pensilvaniense (Carbonífero superior)	33
2.4	TRIÁSICO	33
2.4.1	Conglomerados y areniscas rojas, localmente niveles de arcillas rojas (42). Triásico inferior	34
2.4.2	Alternancia de areniscas y arcillas rojas (43). Triásico medio	34
2.4.3	Alternancia de areniscas y arcillas rojas con yesos (44). Triásico superior	34
2.5	JURÁSICO	34
2.5.1	Dolomías y dolomías brechoides (45). Jurásico inferior	34
2.5.2	Arenas y limos dolomíticos con niveles de brechas dolomíticas (46). Jurásico inferior	34
2.6	TERCIARIO	35
2.6.1	Tortoniense Superior	35
2.6.1.1	Alternancia de areniscas y margas, arenas, limos y conglomerados (47).....	35
2.6.1.2	Calizas de algas, calcarenitas y conglomerados calcareníticos (48)	35
2.6.1.3	Margas gris azuladas (49).....	35
2.6.1.4	Alternancia de areniscas y margas (50).....	36
2.6.2	Messiniense	36
2.6.2.1	Conglomerados, arenas y limos. localmente margas y carbonatos (51).....	36
2.6.2.2	Alternancia de areniscas, limos y arenas amarillos. Localmente conglomerados (52)	36
2.6.2.3	Conglomerados y calcarenitas (53).....	37
2.6.2.4	Margas gris azuladas y verdosas, con esporádicos niveles de areniscas (54)	37
2.6.2.5	Calcarenitas, arenas y limos amarillos. Localmente conglomerados (55).....	37
2.7	TERCIARIO DE LA CUENCA ALTA DEL GUADIANA	37
2.7.1	Arcillas rojas, limos, arenas y gravas. Calizas y margas (56). Mioceno superior-Plioceno	37
2.8	REGISTRO GEOLÓGICO RECIENTE	38
2.8.1	Introducción y antecedentes	38
2.8.2	Gravas, cantos, arenas y limos. Abanicos y conos aluviales/rañas (57). Plioceno superior-Pleistoceno.	39
2.8.3	Vulcanitas básicas del Campo de Calatrava (15). Mioceno superior, Plioceno-Pleistoceno inferior	40
2.8.4	Conglomerados polimíticos, arenas y limos carbonatados, Terrazas altas (58). Pleistoceno inferior y medio ..	40
2.8.5	Conglomerados polimíticos, arenas y limos con carbonatación irregular. Terrazas medias e indiferenciadas (59). Pleistoceno superior-Holoceno inferior	41
2.8.6	Conglomerados polimíticos, arenas y limos. Terrazas bajas (61). Holoceno	42
2.8.7	Gravas, arenas, limos y arcillas. Fondos de valle y semiendorreicos, aluvial coluvial, llanura de inundación, barras y diques naturales. (62). Holoceno.....	42
2.8.8	Arenas, conglomerados y limos. Conos de deyección y coluviones y glacis asociados (60) Pleistoceno superior-Holoceno.	43
2.8.9	Cantos angulosos con matriz limo-arcillosa/ cantos y bloques. Coluviones y canchales (63). Plioceno-Holoceno.	43
2.8.10	Escombreras y vertederos. Acumulaciones antrópicas (64). Actual	44
3	PETROLOGÍA	44
3.1	ROCAS ÍGNEAS	44
3.1.1	Granitoides pre-Variscos	44
3.1.1.1	Granodioritas a tonalitas, cuarzodioritas a dioritas. Granitoide de El Escribano (1)	44
3.1.2	Granitoides Variscos del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico	45
3.1.2.1	Plutón de Santa Elena (2)	45
3.1.3	Granitoides Variscos del Dominio de Obejo-Valsequillo. Batolito de Los Pedroches	46
3.1.3.1	Unidad Granodiorítica.....	46
3.1.3.1.1	Granodiorita de Los Pedroches (3).....	47
3.1.3.1.2	Monzogranitos porfídicos (4) y micromonzogranitos porfídicos (5)	48
3.1.3.1.3	Leucogranitos y microgranitos (6)	49
3.1.3.2	Unidad Granítica.....	49
3.1.3.2.1	Granitos y monzogranitos biotíticos de grano grueso, porfídicos ± cordierita. Macizos de Cardeña-Virgen de la Cabeza y Linares (7).....	49
3.1.3.2.2	Granitos y monzogranitos biotíticos con moscovita, porfídicos±cordierita. Macizos de Mogabar, Los Escoriales-La Lancha y Guadalén-Arquillos (8)	50
3.1.3.2.3	Leucogranitos y microgranitos (9)	52
3.1.4	Rocas Filonianas	53
3.1.4.1	Diques de pórfidos granodioríticos (10).....	53
3.1.4.2	Pórfidos graníticos y monzograníticos (11)	54
3.1.4.3	Diques de diabasas y rocas básicas del Anticlinal de Alcudia (12)	55
3.1.4.4	Diques de aplitas y leucogranitos (13)	55
3.1.4.5	Diques de cuarzo (14)	55
3.1.4.5.1	Batolito de Los Pedroches	55
3.1.4.5.2	Plutón de Linares	56

3.1.4.5.3	Sector Plutón de Santa Elena-El Centenillo	56
3.1.5	Vulcanitas básicas del Campo de Calatrava (15)	56
3.2	METAMORFISMO	57
3.2.1	Metamorfismo regional pre-Varisco	57
3.2.2	Metamorfismo regional Varisco.....	57
3.2.3	Metamorfismo de contacto	58
3.2.3.1	Plutón de Santa Elena	58
3.2.3.2	Batolito de Los Pedroches	58
4	GEOQUÍMICA	59
4.1	METADIABASAS DEL CULM DE VARAS-GUADALBARBO	59
4.2	PLUTÓN DE SANTA ELENA	60
4.3	BATOLITO DE LOS PEDROCHES	60
4.4	VULCANITAS BÁSICAS DEL CAMPO DE CALATRAVA.....	61
5	TECTÓNICA.....	61
5.1	INTRODUCCIÓN.....	61
5.2	DOMINIO DEL COMPLEJO ESQUISTO-GRAUVÁQUICO (DCEG)	62
5.2.1	Deformaciones pre-Variscas	62
5.2.1.1	Discordancia intra-alcudiente	62
5.2.1.2	Discordancia del Ordovícico inferior o Toledánica	63
5.2.1.3	Disconformidad del Ordovícico superior	63
5.2.1.4	Laguna Mesodevónica	63
5.2.2	Deformaciones variscas.....	64
5.2.2.1	Primera etapa de deformación (D1).....	64
5.2.2.2	Segunda etapa de deformación (D2).....	65
5.2.2.2.1	Zona de Cizalla Puente Génave-Castelo de Vide.....	65
5.2.2.2.2	Plegues de Segunda Etapa de Deformación.....	66
5.2.2.3	Deformaciones tardías	67
5.2.2.3.1	Plegues norteados.....	67
5.2.2.3.2	Kink bands	67
5.2.2.3.3	Fracturación.....	68
5.3	DOMINIO DE OBEJO-VALSEQUILLO	69
5.3.1	Unidad Paraautóctona	69
5.3.1.1	Deformaciones pre-variscas.....	69
5.3.1.2	Deformaciones variscas.....	69
5.3.1.2.1	Primera etapa deformativa (D1)	69
5.3.1.2.2	Segunda etapa deformativa (D2).....	69
5.3.1.2.3	Deformaciones asociadas al Batolito de Los Pedroches	70
5.3.1.2.4	Fracturación tardivarisca	71
5.3.2	Unidades Alóctonas.....	71
5.4	DEFORMACIÓN ALPINA	71
6	HISTORIA GEOLÓGICA.....	72
7	BIBLIOGRAFÍA	77

1. INTRODUCCIÓN

La realización de la presente Hoja ha sido cofinanciada por la CEIC de la Junta de Andalucía, mediante el Convenio de Colaboración con el IGME para la Realización del Mapa Geológico Continuo Digital en las hojas a escala 1:200.000 de Pozoblanco (69), Linares (70), Puebla de Guzmán (74), Sevilla (75) y Córdoba (76).

1.2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y ENCUADRE GEOMORFOLÓGICO

La Hoja de Linares (70, 5-9) del M.T.N. a escala 1:200.000 se encuentra situada al SO de la Península Ibérica, en el sector oriental de Sierra Morena, formando parte de las Comunidades Autónomas de Castilla-La Mancha y Andalucía. Incluye parte de las comarcas del Valle de Alcudia y Campo de Calatrava-Campo de Montiel (provincia de Ciudad Real) en su parte nororiental y de Los Pedroches y norte de la Depresión del Guadalquivir (provincias de Córdoba y Jaén) en su parte suroccidental. En la siguiente tabla (Fig. 1.1) está representada la distribución de las Hojas a escala 1:50.000.

835 17-33 Brazatortas	836 18-33 Mestanza	837 19-33 El Viso del Marqués	838 20-33 Santa Cruz de Mudela
860 17-34 Fuencaliente	861 18-34 Solana del Pino	862 19-34 Santa Elena	863 20-34 Aldeaquemada
882 17-35 Cardeña	883 18-35 Virgen de La Cabeza	884 19-35 La Carolina	885 20-35 Santisteban del Puerto
903 17-36 Montoro	904 18-36 Andújar	905 19-36 Linares	906 20-36 Úbeda

Figura 1.1. - Esquema de las Hojas a escala 1:50.000 que componen la Hoja 1:200.000 de Linares (70).

Fisiográficamente, la Hoja está en transición desde los relieves septentrionales de Sierra Morena hasta el Valle del Guadalquivir. Al N destaca las elevaciones de Sierra de Alcudia (con alturas próximas a 1.100 m), Sierra Madrona (con alturas que llegan a 1.300) y Sierra San Andrés (que alcanzan alturas superiores a los 1.100 m). La cota máxima se sitúa en el vértice Estrella (1.300 m), próximo al paso natural del estrecho del Río Despeñaperros. La Sierra de Calatrava, al Norte, constituye la transición hacia la Llanura Manchega; mientras que Los Pedroches lo es hacia el Valle del Guadalquivir, al Sur.

La red hidrográfica de la Hoja pertenece a las cuencas hidrográficas del Guadalquivir y del Guadiana, con una divisoria de aguas de trazado irregular y una incisión de la red hidrográfica de la primera muy importante.

La Cuenca del Guadalquivir es la de mayor extensión y se sitúa en la mitad Sur, siendo los tributarios más importantes del Río Guadalquivir el río de Las Yeguas, el río Jándula (con sus afluentes Ojailén y río Montoro), el río del Rumblar (con sus afluentes Pinto y Grande), el río Guadiel y el río Guadalén (con sus afluentes Guadalimar, Guarizas y Montizón).

Como tributarios del Guadiana se encuentran el río Guadalmez y el río Jabalón.

Estos cauces se encuentran regulados por embalses entre los que hay que destacar los del Jándula, Guadalén, Valdeinfierro, Rumblar y Montoro.

La distribución demográfica es irregular. La población se concentra en el Sur y Este de la Hoja, siendo las localidades más importantes: Linares (61.000 h), Andújar (38.000 h), Úbeda (36.000 h), Bailén (18.000 h) y La Carolina (15.000 h).

La economía está basada, fundamentalmente, en las actividades agrícolas (oliva), ganadera (reses bravas) e industrial en Jaén. En el Norte, y sobre todo en las sierras, los núcleos habitados son muy escasos. Allí, la economía está basada en las actividades cinegéticas y agrícolas (cereales, oliva y uva). Hay que destacar la gran actividad minera que se desarrolló en los distritos del Valle de Alcudia, Linares-La Carolina y Los Pedroches, centrada sobre todo, en la extracción de minerales de Pb-Zn y U.

1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA Y ANTECEDENTES

La Hoja 1:200.000 de Linares se sitúa en la parte meridional del Macizo Ibérico y en ella afloran principalmente rocas proterozoicas y paleozoicas. En el sector SE y el vértice SO afloran materiales mesozoicos. Sobre los materiales proterozoicos, paleozoicos y mesozoicos anteriores se depositan materiales terciarios, que en el sector NE de la Hoja (Hojas 1:50.000 de El Viso del Marqués y Santa Cruz de Mudela), son de origen continental y corresponden al borde sur-occidental de la Cuenca Manchega, mientras que en el sector meridional de la Hoja afloran extensamente los depósitos terciarios de origen marino de la Cuenca del Guadalquivir.

La mitad occidental de la Península Ibérica es uno de los afloramientos de la Cadena Varisca o Cinturón Hercínico Europeo, de mayor extensión. Permite observar una transversal de la Cadena de más de 800 Km. Ésta es el segmento europeo de una Cordillera más extensa, generada por la colisión durante el Paleozoico Superior de dos grandes bloques continentales, Gondwana al sur y Laurentia-Báltica al norte, durante la formación de la Pangea. Esta Cordillera incluye otros segmentos extraeuropeos como los Mauritanides en África y los Apalaches y Ouachitas en América, separados durante la apertura del Océano Atlántico durante el Mesozoico. En el Macizo Ibérico se muestra una zonación transversal similar a la de otras cadenas orogénicas, con una zona interna en posición central constituida por rocas fuertemente deformadas y metamorfizadas con importante actividad plutónica,

limitada a ambos lados por zonas externas deformadas por una tectónica peculiar de despegue centrífugo.

Desde el punto de vista geológico, el Macizo Ibérico ha sido dividido en zonas por varios autores, en función de sus características estratigráficas, tectónicas, metamórficas y magmáticas. Lotze (1945) dividió la Cadena Varisca en seis zonas: Cantábrica, Asturoccidental-Leonesa, Galaico-Castellana, Lusitano-Alcudíca, Ossa-Morena y Surportuguesa. Julivert *et al.* (1974), agrupan las Zonas Galaico-Castellana y Lusitano-Alcudiense en la Zona Centroibérica (ZCI). Ambas zonas tienen una evolución paleogeográfica y tectónica semejantes, con la diferencia del plutonismo sinorogénico y un mayor grado metamórfico en la Zona Galaico-Castellana con respecto a la Zona Lusitano-Alcudiense.

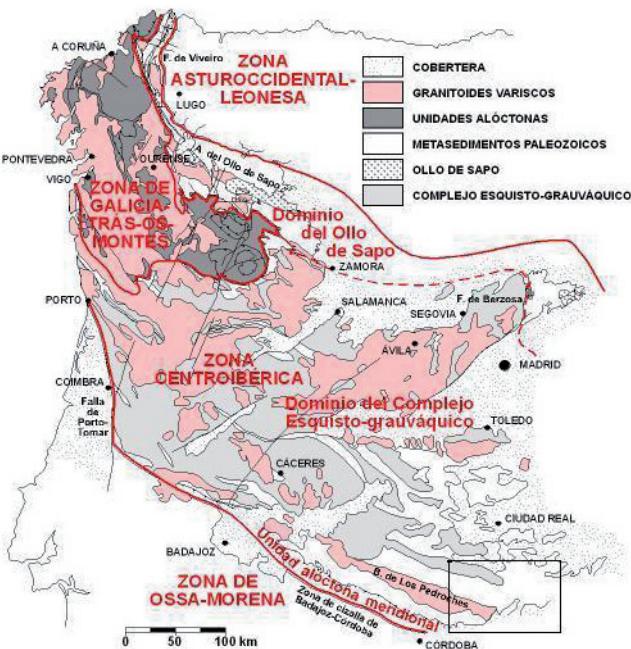


Fig. 1.2.- Subdivisión en dominios de la Zona Centroibérica, según Martínez Catalán *et al.* (2004) y situación de la Hoja 1:200.000 de Linares.

La Cadena Varisca en su parte septentrional Zonas Cantábrica, Asturoccidental-Leonesa y Dominio del Ollo de Sapo tiene vergencia norte. El Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico no tiene vergencia definida, y la rama meridional Zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa tienen vergencia suroeste.

La Hoja de Linares se sitúa en la terminación suroriental de la Zona Centroibérica, muy próxima al límite con la Zona de Ossa Morena. Este límite ha sido objeto de controversia en los numerosos trabajos realizados en la zona. Así, para Julivert *et al.* (1974) coincide con el Batolito de Los Pedroches, mientras que más recientemente dicho límite se ha situado en el borde meridional de la Banda de Cizalla o Corredor Blastomilonítico Badajoz-Córdoba (Bladier y Laurent, 1974; Burg *et al.*, 1981; Ábalos, 1990; Ábalos y Eguiluz, 1990). Parte de esta Banda de Cizalla se ha denominado Unidad Central (Azor *et al.*, 1994).

Estas zonas presentan una evolución tectosedimentaria, estructuración y manifestaciones ígneas muy diferentes y que se detectan tanto en superficie, como en la corteza media y superior en los perfiles de sísmica profunda IBERSEIS y ALCUDIA (Simancas *et al.*, 2003, Tejero *et al.*, 2008). La estructuración durante la Orogenia Varisca aproximó estos dos segmentos continentales con un

cabalgamiento hacia el Sur de la ZCI con una importante componente de desgarre sinistral (Simancas *et al.*, 2001). La tectónica varisca ha conformado la disposición actual que permite trazar el límite entre las dos zonas en un accidente tardío (Falla de Azuaga) que corta por el suroeste la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba, en donde aflora la Unidad Central intensamente deformada por cizalla dúctil, que incluye rocas de alta presión y cronología diversa (Azor *et al.*, 1994).

Hay que resaltar, que el borde meridional de la ZCI tiene una evolución tectosedimentaria con características propias, que consisten en que los materiales preordovícicos son similares a los de la ZOM (Serie Negra, Grupo Malcocinado y Fm Azuaga), los Ordovícico-Devónicos tienen similitudes con la ZCI, aunque los materiales del Silúrico son diferentes, y el Carbonífero está representado por potentes secuencias de depósitos sin-postorgénicos. Todos ellos afectados por una estructuración con vergencia al Norte. Estas características permiten definir en el borde meridional de la ZCI, el Dominio Obejo-Valsequillo (DOV), cuyo límite septentrional es un accidente regional al Norte del Batolito de Los Pedroches (Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide, Martín Parra *et al.*, 2006) y el meridional la Falla de Azuaga al SO de la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba (Fig. 1.3).

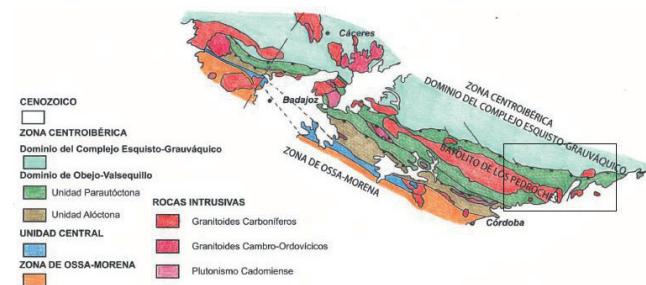


Fig. 1.3.- Situación y límites del Dominio de Obejo-Valsequillo de la Zona Centroibérica (a partir de Martín Parra *et al.*, 2006 y Rubio Ordóñez *et al.*, 2012) y límites de la Hoja 1:200.000 de Linares.

Los materiales precámbricos y paleozoicos existentes en la Hoja pertenecen en su totalidad a la Zona Centroibérica (ZCI), incluyéndose los de la mitad septentrional, al N de la Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide, en el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (DCEG) o Lusitano-Alcudíco, mientras que los de la mitad meridional, al S de la citada zona de cizalla, se incluyen en el Dominio de Obejo-Valsequillo (DOV).

El **Dominio Lusitano-Alcudíco o del Complejo Esquisto-Grauváquico**, se caracteriza por la existencia de una potente secuencia flyschoides de edad Neoproterozoica a Cámbrica, que aflora en el núcleo de amplios antiformes (Alcudia, Sierra Madrona, etc.), compuesta por una alternancia de pizarras y grauvacas con intercalaciones de brechas intraformacionales y conglomerados (Complejo Esquisto-Grauváquico o Alcudiense), distinguiéndose en ella dos grandes unidades separadas por una discordancia (Bouyx, 1970; Ortega y González Lodeiro, 1986; Palero, 1993, etc.). El conjunto inferior, equiparable a los denominados "Esquistos de Alcudia" de Bouyx (1970) o al "Alcudiense inferior" de Tamain (1972), 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), 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 800m. El techo de este conjunto llegaría hasta el Cámbrico inferior.

Sobre el Complejo Esquisto-Grauváquico se dispone discordantemente una secuencia de más de 4.000m 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. 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 postdatan el ciclo Varisco.

En cuanto a la **deformación pre-Varisca** en el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico en la Hoja de Linares, los materiales más antiguos aflorantes son los correspondientes al Alcudiense. En él se han diferenciado dos tramos (Tamaín, 1972); Alcudiense inferior y el Alcudiense superior, separados por una discordancia (Redlin, 1955; Bouyx, 1970; Crespo y Rey, 1971; Ortega y González Lodeiro, 1986; Peláez *et al.*, 1986; Palero, 1993; Martínez Poyatos, 1997), habiendo sido el Alcudiense inferior suavemente plegado, sin esquistosidad ni metamorfismo asociados, antes del depósito del Alcudiense superior.

Por otra parte, en el Anticinal de Alcudia, se ha identificado por diversos autores (Redlin, 1955; Richter, 1967; Capote y Hernández Enrile, 1969; Martínez Poyatos, 1997) una discordancia angular que pone en contacto materiales de la formación de basal del Ordovícico temprano sobre materiales del Alcudiense superior (Anticinal de Alcudia) o inferior (Anticinal de Despeñaperros), que equivale a la discordancia atribuida a la Fase Toledánica en los Montes de Toledo por Lotze (1956).

Regionalmente existe una discontinuidad entre la Caliza Urbana (Caradoc-Ashgill) y las Pizarras de Chavera suprayacentes, pertenecientes al Ashgill terminal (Hirnantiano) que se ha relacionado con un evento erosivo glacioeustático (Robardet, 1981; Robardet y Doré, 1988), o bien con fenómenos de inestabilidad tectónica (Pineda, 1987, 1988).

En todo el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico de la Zona Centroibérica (Martínez Poyatos, 1997), la mayoría de los autores reconocen la existencia de una laguna estratigráfica que abarca todo el Devónico medio (Groth, 1911; Márquez Triguero, 1961; Puschmann, 1967; Pardo y García Alcalde, 1984), poniéndose en contacto mediante una paraconformidad, el Devónico inferior, de edad Pragiense-Emsiense, con un Devónico tardío de edad Frasniente.

El único granitoide aflorante en la Hoja en el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico es el Plutón de Santa Elena, de carácter granodiorítico-tonalítico, del Carbonífero superior (Richter, 1967; Sánchez Cela y Aparicio, 1969; Charpentier, 1976; Ríos Aragüés, 1977; Larrea *et al.*, 1993; 1995, 1999; Larrea, 1998). Su edad ha sido datada en 331 ± 34 Ma por Larrea *et al.* (1999) mediante el método Rb/Sr y recientemente por Montero *et al.* (en prep.) en 319 ± 5 Ma mediante U/Pb por el Método de Kober.

La **estructura varisca** del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico se caracteriza por la existencia de pliegues de primera fase varisca posteriores al depósito del Carbonífero inferior, subverticales sin una vergencia bien definida, salvo en un sector situado entre el Anticinal de Alcudia y el Batolito de Los Pedroches (Antiformes de Sierra Madrona y Santa Elena), donde muestran

vergencia al sur (Capote y Hernández Enrile, 1969, Charpentier, 1976, Ríos Aragüés, 1977, Martín Parra, 2003, Martín Parra *et al.*, 2004, 2006). En el sector comprendido entre el Anticinal de Alcudia y la Falla de Puente Génave-Castelo de Vide, los pliegues de primera fase posteriores al Carbonífero inferior con vergencia al sur, están plegados por pliegues aproximadamente coaxiales, de gran amplitud, de superficie axial subvertical (Ríos Aragüés, 1977; Martínez Poyatos, 1997, Martínez Poyatos, *et al.*, 2001, Martín Parra, 2003, Martín Parra *et al.*, 2004, 2006), relacionados con el desarrollo de la Falla de Puente Génave-Castelo de Vide. En el sector El Centenillo-Santa Elena, se observa, una fase de replegamiento posterior de dirección Norte-Sur a N10E con gran longitud de onda y pequeña amplitud a escala cartográfica, que afecta a los ejes y lineaciones de intersección de los pliegues de la primera etapa de plegamiento, así como a los ejes del replegamiento posterior. Posteriormente a estas etapas de plegamiento se desarrollan fallas de edades tardivariscas, desde fallas inversas de dirección E-O a ONO-ESE, vergentes al S con desarrollo de pliegues y foliación espaciada de crenulación de tipo kink-band asociados, hasta dos conjuntos de fallas de desgarre, uno con direcciones comprendidas entre ONO-ESE y ENE-OSO sinistras y ONO-ESE dextral (Monteserín *et al.*, en prensa), y otro con dos direcciones conjugadas NE-SO sinistras y NO-SE dextral. Se desarrollan también fallas normales con buzamientos al S o al SE, algunas de las cuales son alpinas (Falla de Santa Elena, sistema de fallas que limitan la fosa de Bailén).

No hay datos sobre la existencia de metamorfismo regional prevarisco en el Dominio Lusitano-Alcúdico, ni siquiera en el Alcudiense inferior, donde los pliegues prevariscos no tienen foliación ni metamorfismo asociado.

La sucesión paleozoica, así como los materiales precámbricos infrayacentes no muestran efectos importantes de metamorfismo regional varisca, situándose en dominio de la anquizona o el límite de la epizona (Charpentier, 1976; Castelló y Orviz, 1976; Orviz *et al.*, 1976; Fernández *et al.*, 2013; Mira *et al.*, 1987; Martínez Poyatos, 1997; Martínez Poyatos *et al.*, 2001).

El **Dominio de Obejo-Valsequillo**, se caracteriza por la existencia de una sucesión de edad Neoproterozoico a Cámbrico inferior similar a la de la ZOM, constituida por la Serie Negra (pizarras negras y grauvacas con intercalaciones de cuarcitas negras, anfibolitas y algunos mármoles), sobre las que se apoya discordantemente el Grupo Malcocinado (sucesión volcanosedimentaria), a su vez recubierta discordantemente por arcosas con conglomerados en la base (Fm Torreárboles), que culminan con una potente serie de areniscas y pizarras (Fm Azuaga) de edad cámbrica en un sentido amplio (Palacios y Jensen, 2008).

Las sucesiones ordovícicas, no representadas en la Hoja, son menos potentes y de facies fundamentalmente arenosas, estando representadas por unos metros de pizarras las Pizarras con Neseuretus y y por areniscas cuarzofeldespáticas la Fm Cuarcita Armicana, durante el Ordovícico inferior, que se asemeja en parte al del N de la ZOM (Sarmiento y Gutierrez-Marco, 1999; Gutierrez-Marco y Robardet, 2004; Robardet y Gutierrez-Marco, 2004). Matas y Martín Parra. (2015) en la vecina Hoja 1:200.000 de Pozoblanco, han obtenido datos paleontológicos que ponen de manifiesto que en esta serie está representado, con seguridad, el Ordovícico Medio-Superior, con fuertes similitudes con el de la ZCI. En la vecina Hoja de Pozoblanco, las sucesiones silúricas están escasamente preservadas e incluyen lentejones de calizas (Gutierrez-Marco *et al.*, 1997, Matas y Martín Parra, en prep.), teniendo cierta afinidad con la ZOM (Robardet y Gutierrez-Marco, 2004).

El Devónico Superior también está representado por una serie fundamentalmente cuarcítica, con muchas más similitudes con las del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico de la ZCI, que con las facies de plataforma externa, más distales y profundas de la ZOM (Robardet y Gutierrez-Marco, 2004). Sobre estos materiales se apoya una potente sucesión sinorogénica carbonífera, constituida por pizarras y grauvacas, con conglomerados, rocas básicas y algunas intercalaciones de calizas (Henke, 1926; Peran y Tamain, 1967; Tamain, 1972; Castelló y Orviz, 1976), las calizas no están representadas en la Hoja, (Culm de Los Pedroches), que es atribuida por Martínez Poyatos (1997) a un evento tectonometamórfico extensional relacionado con la evolución orogénica varisca del DOV.

Por otra parte, la mayoría de las rocas plutónicas existentes en la Hoja, están situadas en el DOV y pertenecen al eje magmático denominado Batolito de Los Pedroches, desarrollado durante el Carbonífero superior. Tienen una relación isotópica más primitiva respecto a los localizados en el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (Bea, 2004), lo que sugiere un protolito relacionado con la Serie Negra y el Grupo Malcoccinado, que contienen abundantes rocas metaigneas de origen mantélico. Está constituido por dos unidades: Unidad Granodiorítica y Unidad Granítica (Larrea et al., 2004) que intruyen sobre los materiales del Culm. La primera de ellas es la mayoritaria en el batolito, si bien en la Hoja de Linares predomina la segunda. La Unidad Granodiorítica ha sido datada por numerosos autores (Bellon et al., 1979; Lalieux, 1983; Cueto et al., 1991; Defalque et al., 1992; Donaire, 1995; García de Madinabeitia et al., 2001; García de Madinabeitia 2002; Carracedo et al., 2009), siendo la más reciente de todas de 307 Ma. La Unidad Granítica está constituida por monzogranitos biotítico-cordieríticos con andalucita accesoria, e intruye tanto en la Unidad Granodiorítica como en el Culm, estando representada en la Hoja por los macizos de Mogabar, Cardeña-Virgen de La Cabeza, Los Escoriales-La Lancha, Linares, La Nava y Guadalén-Arquillos (Lalieux, 1983; Carracedo, 1991; Larrea, 1998; Armendáriz Dufur, 2004). Ha sido datada por numerosos autores (Penha y Arribas, 1974; Larrea et al., 1999b; Fernández et al., 1990; García de Madinabeitia, 2002; Carracedo et al., 2008), estando la edad más representativa en el área de estudio en 304 ± 2 Ma en el Macizo de Mogabar (Carracedo et al., 2008).

Dentro de este mismo dominio, al S del Culm de Los Pedroches, aflora en la Hoja un macizo plutónico antiguo (Cámbrico inferior) denominado Granitoide de El Escrivano deformado por la Orogenia Varisca. Ha sido datado recientemente en 539 ± 3 Ma por Eguíluz et al. (2013). La **deformación prevarisca** en el Dominio de Obejo-Valsequillo en esta Hoja, se puede observar solamente en la esquina SO de la misma, donde el Grupo Malcoccinado (Ediacárico-Cámbrico inferior) se apoya discordantemente sobre la Serie Negra (Neoproterozoico-Ediacárico) que en la vecina Hoja 1:200.000 de Pozoblanco (Matas y Martín Parra, en prep.) muestra foliación y metamorfismo Cadomiense que alcanza la facies de los esquistos verdes (Blatrix & Burg, 1981), siendo una discordancia angular en Hornachos (Azor et al., 1992b).

Por otra parte, existe una discordancia al menos erosiva entre la Fm Torreárboles (Cámbrico inferior) y el Grupo Malcoccinado como se ve regionalmente en la vecina Hoja 1:200.000 de Pozoblanco.

En la Unidad Paraautóctona del Dominio de Obejo-Valsequillo (DOV) (Fig. 1.3), al igual que en todo el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico de la Zona Centroibérica (Martínez Poyatos, 1997), la mayoría de los autores reconocen la existencia de una laguna estratigráfica que abarca todo el Devónico medio (Groth, 1911; Márquez Triguero, 1961; Puschmann, 1967; Pardo

y García Alcalde, 1984), poniéndose en contacto mediante una paraconformidad, el Devónico inferior, de edad Praguiense-Emsiense, con un Devónico tardío de edad Frasnicense.

La **estructura varisca** del DOV comprende una estrecha unidad alóctona bordeando el contacto con la Zona de Ossa-Morena (Fig. 1.3), caracterizada por una intensa deformación de edad Devónica y una unidad paraautóctona al NE, que no registra esta etapa de deformación (Martínez Poyatos, 1997; Martínez Poyatos et al., 1998b; Martínez Catalán et al., 2004). Despues de producirse la sedimentación del Culm la unidad alóctona cabalga hacia el NE sobre el paraautóctono, siendo ambas unidades posteriormente deformadas por pliegues de orientación NO-SE, verticales a moderadamente vergentes al S. Finalmente se producen, fallas de desgarre de dirección NO-SE.

El metamorfismo regional que afecta a los materiales precámbricos y paleozoicos existentes en el DOV en el ámbito de la Hoja, está relacionado principalmente con la Orogenia Varisca situándose en la Unidad Paraautóctona en dominio de la anquizona o el límite de la epizona (Charpentier, 1976). En la Unidad Alóctona, sin embargo, en su sector oriental se observa un metamorfismo precarbonífero cuya intensidad aumenta de NO hacia SE, alcanzándose la facies de las anfibolitas con biotita y granate en las metapelitas, mientras que los afloramientos carboníferos están afectados por un metamorfismo en grado de anquizona media (Martínez Poyatos, 1997).

En el Anticinal de Peraleda (Unidad Paraautóctona) en la vecina Hoja 1:200.000 de Pozoblanco, sin embargo, los materiales de la Serie Negra muestran una foliación y un metamorfismo regional pre-varisca de grado bajo (moscovita-biotita). Quesada y Munhá (1990) y Dallmeyer y Quesada (1994) citan la presencia de grado medio (granate-estaurolita) en metapelitas de la Serie Negra al NO de este anticinal. Esta foliación se ha datado sobre un concentrado de moscovitas mediante el método 40Ar/39Ar en 550 ± 10 Ma (Blatrix y Burg, 1981).

Los materiales mesozoicos afloran extensamente en el cuadrante SE de la Hoja (Hojas 1:50.000 de La Carolina, Santisteban del Puerto, Linares y Úbeda), y en menor proporción hacia el vértice SO de la misma (Hoja de Montoro). Se corresponden con materiales detríticos que se asocian con el Trías de la Cobertura Tabular de la Meseta (López Garrido y Rodríguez Estrella, 1970), y con la Fm Chiclana del Segura (López Garrido, 1971), sobre los que se disponen, solamente en el sector oriental de la Hoja, materiales evaporíticos. En el sector centroriental de la Hoja mediante una paraconformidad, sobre estos materiales se dispone el conjunto atribuido al Jurásico inferior, denominado "Formación Beas de Segura" (López Garrido, 1971) formado por dos litofacies, una formada por dolomías y dolomías brechoides y otra constituida por arenas y limos dolomíticos con niveles de brechas dolomíticas. Los materiales mesozoicos únicamente están afectados por fracturas (generalmente NE-SO), suaves basculamientos y pliegues muy laxos de orientación NE-SO.

Los depósitos terciarios de origen marino de la Cuenca del Guadalquivir afloran extensamente en la mitad meridional de la Hoja de Linares, en las Hojas 1:50.000 de Montoro, Andújar, Linares, Úbeda, La Carolina y Santisteban del Puerto. En la sucesión sedimentaria, siempre discordante sobre su sustrato, se han identificado tres ciclos de carácter expansivo (de edad Tortonense, Messiniense y Messiniense-Plioceno, respectivamente), cada uno de ellos formado por facies conglomeráticas proximales que lateralmente evolucionan a facies distales formadas por margas y a techo por calcarenitas y areniscas ocre-amarillentas.

Por otra parte, en el sector noreste del área, en las Hojas 1:50.000 de El Viso del Marqués y Santa Cruz de Mudela, se encuentran pequeños afloramientos de materiales terciarios de origen continental, que corresponden al borde sur-occidental de la Cuenca Manchega, en concreto a la subcuenca de Valdepeñas. También aparecen discordantes sobre el sustrato, estando formados por facies detríticas de espesor variable, típicas de cuencas parcial o totalmente restringidas.

La existencia de los focos volcánicos del Campo de Calatrava, en el norte de la Hoja, pone de manifiesto la importancia de la deformación tardialpina en este sector de la Zona Centroibérica. El volcanismo de Campos de Calatrava se inició a finales del Mioceno superior con leucititas olivínicas, a las que siguió tras un lapso de cerca de 1,7 Ma., una etapa de volcanismo basáltico alcalino que se prolonga hasta el Cuaternario (Ancochea, 1982; Bonadonna y Villa, 1984). En ese periodo, desde el Mioceno superior al Pleistoceno, se han reconocido al menos tres episodios de deformación local durante el Neógeno-Cuaternario en el sector de Campos de Calatrava (Portero *et al.*, 1988).

Desde el punto de vista morfoestructural, la Hoja de estudio se sitúa en el denominado Macizo Hespérico Meridional, (Gutiérrez Elorza, 1994), incluyéndose en el conjunto morfoestructural de Sierra Morena (Rodríguez Vidal y Díaz del Olmo, 1994). El inicio de la génesis del relieve de la zona se sitúa en el final de la Orogenia Varisca, con el desarrollo generalizado de una superficie de erosión pretriásica o postvarisca (Solé Sabaris, 1983; Martín-Serrano, 1991; Gutiérrez Elorza, 1994).

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

Durante el Neógeno, la deformación de la cordillera Bética induce la formación de la depresión del Guadalquivir, interrumpiendo en el Mioceno superior el desarrollo de la superficie fundamental.

2. ESTRATIGRAFÍA

Esta Hoja se sitúa en el borde meridional de la Zona Centroibérica en la que se diferencian dos dominios tectosedimentariamente diferentes. Al Norte de la Falla, o Zona de Cizalla de Puente Génave- Castelo de Vide (Martín Parra *et al.*, 2006), que bordea por el N la cuenca de Los Pedroches, está el Dominio Lusitano-Alcídico (Martínez Poyatos *et al.*, 1995a) o Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (Martínez Catalán *et al.*, 2004) y al Sur el Dominio de Obejo-Valsequillo (Fig. 1.3), que se corresponden parcialmente con el Dominio de Obejo-Valsequillo de Delgado-Quesada *et al.* (1977) y en su mayor parte con el de Pardo Alonso (1997).

En esta Hoja afloran materiales que pertenecen desde el Precámbrico hasta el Cenozoico. Constituyen dos conjuntos bien diferenciados. Las rocas precámbricas representadas por series detríticas y vulcanosedimentarias, pertenecen en su mayor parte al Complejo Esquisto-Grauváquico o Alcudiente del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico, y en la esquina SO a la Serie Negra del Dominio de Obejo-Valsequillo.

En los materiales del ciclo varisco están representados desde el Cámbrico hasta el Carbonífero, aunque las sucesiones varían en cada una de los dos dominios de la Zona Centroibérica. Los metasedimentos están deformados por fases diferentes; con desarrollo de potentes series sinorogénicas de plataforma marina somera e intrusión de grandes volúmenes de rocas ígneas

Los depósitos del ciclo alpino están principalmente representados en el sector meridional de la Hoja, sobre todo en el sector SE. Comprenden materiales mesozoicos triásicos, que se extienden en una orla al S de la Hoja y la Fosa de Bailén y marcan el límite de la transgresión triásica en este borde del Macizo Ibérico. Sobre ellos, en el sector SE se apoyan rocas del Jurásico inferior.

Los depósitos terciarios están representados principalmente por los materiales de origen marino de la Cuenca del Guadalquivir que afloran extensamente en la mitad meridional de la Hoja, en el valle del Guadalquivir y Fosa de Bailén. En los sectores N y NE de la Hoja, se encuentran pequeños afloramientos de materiales terciarios de origen continental, que corresponden al borde sur-occidental de la Cuenca Manchega.

La morfología de los materiales premesozoicos se debe a la estructuración varisca, destacándose en el centro de la Hoja la Falla de Puente Génave-Castelo de Vide que separa los dominios del Complejo Esquisto-Grauváquico y de Obejo-Valsequillo de la Zona Centroibérica, con importantes variaciones de las secuencias estratigráficas a un lado y otro del citado límite.

Así pues, parece más conveniente describir las series según esta división en dominios, comenzando por las del paleozoico inferior del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico o Dominio Lusitano-Alcídico y siguiendo por las del de Obejo-Valsequillo.

2.1. DOMINIO DEL COMPLEJO ESQUISTO-GRAUVÁQUICO

Es el afloramiento más meridional de la ZCI (Zona Lusitano-Alcídica de Lotze, 1945), se considera como una sedimentación en un margen pasivo (Pérez Estaún *et al.*, 1991; Azor *et al.*, 1992a). En la Hoja aflora en su mitad septentrional, al N de la Cuenca del Culm de Los Pedroches y de la Falla Puente Génave-Castelo de Vide, estando representados desde el Neoproterozoico al Devónico inferior. Las series tienen una gran extensión geográfica y son muy homogéneas en todo el Dominio.

Los rasgos generales de la sucesión estratigráfica son los siguientes.

Neoproterozoico-Cámbrico inferior. Se trata de una potente y monótona serie formada por una alternancia rítmica de grauvacas y pizarras con algunos niveles de conglomerados y dolomías y calcoesquistos hacia techo, en la que se pueden individualizar dos tramos separados por una discordancia. El inferior constituye una secuencia turbidítica, mientras que el superior se deposita en un medio de plataforma-talud siliciclástico-carbonatada en cuerpos discontinuos.

Ordovícico. En el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico este sistema presenta una megasecuencia de tres partes. Una basal transgresiva, compuesta principalmente de areniscas, entre las que destaca la Cuarcita Armoricana, siempre presente. Otra intermedia compuesta por pizarras negras y limolitas, con algunas areniscas y cuarcitas intercaladas. Y una tercera de alternancia de pizarras, limolitas y areniscas, que a techo tiene un nivel carbonatado, muy discontinuo y sedimentos glaciomarinos.

Silúrico. Está representado por dos formaciones muy homogéneas en este Dominio, una cuarcita basal, seguida de pizarras negras grafitosas. El techo es una alternancia de pizarras y cuarcitas con pocos fósiles que pasa al Devónico, sin límite preciso.

Devónico. Su existencia ya fue detectada por Prado *et al.* en 1855, pero el estudio más actual se encuentra en Pardo Alonso y García-Alcalde (1996) y Pardo Alonso (1997). Está constituido

por una alternancia de pizarras, areniscas y cuarcitas que aflora en el sector NE de la Hoja. Se trata de una serie de plataforma somera con abundante fauna y se caracteriza por detectarse una laguna estratigráfica en el Devónico Medio.

2.1.1 Neoproterozoico-Cámbrico inferior

Las rocas de edad Neoproterozoico-Cámbrico inferior de este Dominio afloran en el sector noroccidental de la Hoja, que forma parte del núcleo del anticlinal de Alcudia; y en los anticlinales de Sierra Madrona al S y Despeñaperros al E. Tradicionalmente se han denominado Complejo Esquisto-Grauváquico , traducción del portugués *Complexo Xisto-Grauvaquico Anteordoviciano* (Carrington da Costa, 1950; Teixeira, 1955).

Posteriormente han recibido otras denominaciones según las regiones como son, Alcudiense (Ovtracht y Tamain, 1970; Crespo y Rey, 1971; Crespo y Tamain, 1971; Herranz et al. 1977), Esquistos de San Lorenzo (Richter, 1967) y Esquistos de Alcudia (Bouyx, 1970).

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

Sus características sedimentológicas indican que la sedimentación se produjo en un contexto de inestabilidad tectónica (Moreno, 1977a, b) caracterizado por la compartimentación de este dominio en bloques separados por fallas, que dieron cabida a importantes acumulaciones de materiales siliciclasticos con menor proporción de carbonatos (Ortega et al., 1988; Rodríguez Alonso et al., 2004).

La sucesión estratigráfica es muy similar en todo el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (DCEG) de la Zona Centroibérica, al norte de la Falla de Puente de Génave-Castelo de Vide. Se han separado dos grandes unidades, Alcudiense inferior y Alcudiense superior (Ovtracht y Tamain, 1970) que incluyen la transición Precámbrico-Cámbrico (Rodríguez Alonso et al., 2004), separadas según diferentes autores por una discordancia angular citada por primera vez en el Anticlinal de Alcudia (Redlin, 1955) y posteriormente estudiada en el propio anticlinal y en otros sectores más septentrionales del DCEG por otros autores (Bouyx, 1970; Crespo y Rey, 1971; Ortega y González Lodeiro, 1986; Pieren, 1985; Pieren et al., 1987; Pieren y Herranz, 1988; Peláez et al., 1986; Nozal et al., 1988 a y b; Palero, 1993; Martínez Poyatos, 1997). En el área de la Hoja, se observa claramente la discordancia intra-alcudiense en dos lugares del Anticlinal de Alcudia en la Hoja de Solana del Pino: la confluencia de los Ríos Montoro y Fresnedas (Palero, 1993; Martínez Poyatos, 1997) y el Arroyo de la Gargantilla (Palero, 1993). La unidad inferior (Alcudiense inferior) muestra una deformación caracterizada por pliegues sin desarrollo de foliación ni metamorfismo asociado (Ortega y González Lodeiro, 1986; Amor y Ortega, 1987; Ortega y Sánchez Vizcaíno, 1987; García Sansegundo et al., 1987b; Lorenzo-Álvarez y Solé, 1988), presentando lineaciones de intersección y ejes de pliegues subverticales, mientras que el Alcudiense Superior presenta lineaciones de intersección subhorizontales.

Una gran parte de los afloramientos del Alcudiense Superior de las Hojas 1/50.000 de Mestanza y Solana del Pino se encuentran limitados por una fractura, la falla del Guijo (Palero 1993) de dirección NO-SE y buzamiento subvertical, que no afecta a los materiales ordovícicos. Palero (op. cit.) le calcula un salto vertical de 800 m. y confina a los afloramientos del Alcudiense Superior en una semi-fosa, limitada al NE por esta falla.

2.1.1.1 Alcudiense inferior (25, 25a). Ediacárico

Fue definido por Ovtracht y Tamain (1970) y Tamain (1972) y es equivalente al Grupo Domo Extremeño (Álvarez Nava et al., 1988) o Alogrupo Domo Extremeño (Santamaría, 1995) en el sector centro occidental de Extremadura, así como a la Unidad inferior de Rodríguez Alonso et al. (2004).

Se trata del conjunto de materiales del Alcudiense más ampliamente representado en el DCEG del área de la Hoja, siendo el único existente en los antiformes de Sierra Madrona y Despeñaperros, y ampliamente mayoritario en el Anticlinal de Alcudia. Se desconoce su base en toda la Zona Centroibérica así como su yacente.

Está constituida por una monótona sucesión de lutitas y areniscas, en la que se observan alternancias decimétricas a milimétricas de pizarras, pizarras arenosas y grauvacas, con algunas intercalaciones ocasionales de conglomerados (Martínez Poyatos, 1997), brechas intraformacionales (Palero, 1991, 1993; Ramírez et al., en prensa b) y algunas intercalaciones de capas volcánicas (espilitas y riocacitas según Martínez Poyatos, 1997). Rodríguez Alonso et al. (2004) citan más al O, en el sector de Las Hurdes intercalación de rocas volcanoclásticas. Se han citado también facies limoso-pelíticas con características euxínicas en las que se observan láminas carbonosas (Ramírez et al., en prensa a).

Las pizarras están constituidas por una abundante matriz de sericitita y clorita en la que se incluyen escasos granos de cuarzo, mica blanca y plagioclasa, mientras que las grauvacas están constituidas por granos de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo anguloso con golfos de corrosión, así como clastos de chert, con una matriz escasa sericítico-clorítica (Martínez Poyatos, 1997).

Los conglomerados tienen matriz pizarroso y contienen cantos de cuarcitas negras, cuarzos de origen volcánico, metacuarcitas, grauvacas, pizarras, micaesquistos, granitos aplíticos, neises, pegmatitas y calizas (Martínez Poyatos, 1997). La existencia en esta unidad de cantos de cuarcitas negras, así como de cantos metamórficos (metacuarcitas, pizarras, micaesquistos, neises) y de calizas, plantean la posibilidad de que su procedencia sea la Serie Negra, aflorante al sur del Batolito de Los Pedroches, según el autor antes citado. Las brechas intraformacionales (25a) (Palero, 1991) se presentan como cuñas o lentejones de brechas de cantos muy angulosos, de 3 a 7 cm, de grauvacas y de limolitas o capas rotas de estas litologías en una matriz de la misma composición (Ramírez et al., en prensa b). Los mejores afloramientos de estas brechas 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, así como ladera abajo de la carretera a Solana del Pino (Km 26-27) en la cabecera del Arroyo del Moro (Ramírez et al., 1998).

El Alcudiense inferior se interpreta en el área de la Hoja y hacia el O (Domo Extremeño), como un conjunto de turbiditas de abanicos submarinos, taludes y canales (Rodríguez Alonso, 1985; San José et al., 1990; García Hidalgo, 1993; Valladares et al., 2000; Pieren, 2000; Rodríguez Alonso et al., 2004). No obstante, se han descrito fuera de la Hoja, algunos depósitos de plataforma en los que dominaron condiciones de aguas someras (Santamaría y Pardo Alonso, 1994; Medina et al., 1998; Alonso Gavilán et al., 2000).

Ramírez et al. (en prensa a, b y 1998) y Lillo et al. (1998 b) reconocen en el área de la Hoja, secuencias de Bouma, generalmente incompletas; en su mayoría secuencias truncadas ta-c y tb-d (Mutti y Ricci Luchi, 1975). Estos autores 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. Por otra parte, y con mayor distribución geográfica en esta zona, citan facies "finas", constituidas por alternancias de micrograuvacas y limolitas, milimétricas o centimétricas.

Las facies de brechas intraformacionales 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 (Ramírez et al., 1998).

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

En cuanto a su edad, San José (1983, 1984) y San José et al. (1990) basándose en la aparición local de acritarcos (*Orygmatosphaeridium* sp. y *Protosphaeridium*) en un único registro, le atribuyeron a esta unidad una edad Rifeense, en sentido amplio, sin descartar la posibilidad de que los niveles superiores pudieran alcanzar el Vendienense inferior. Actualmente se le atribuye a esta unidad una edad Vendienense terminal (Palacios, 1989; Vidal et al., 1994 a y b) basándose en asociaciones de icnofauna.

2.1.1.2 Alcudiense superior (26). Ediacárico-Cámbrico inferior

Fue definida por Ovtracht y Tamain (1970) y Tamain (1972) y es equivalente a la parte inferior del Grupo Ibor-Navalpino (Álvarez Nava et al., 1988) o de la Unidad Superior de Rodríguez Alonso et al. (2004).

En el área de la Hoja aflora únicamente en el extremo oriental del Anticinal de Alcudia, así como en los flancos norte y sur de su sector central, no habiéndose observado en todo el sector occidental del mismo, ni en los núcleos de los pequeños anticlinales de Sierra Madrona y Despeñaperros situados al sur del Anticinal de Alcudia.

Está constituido por grauvacas, limolitas y areniscas grauváquicas con intercalaciones lentejonares de conglomerados y areniscas grauváquicas microconglomeráticas, dolomías y calcoesquistos y algunas areniscas cuarcíticas y protocuarcitas. Los conglomerados, en el área de la Hoja aparecen unos 30-40m por encima del contacto basal. Son generalmente pudingas de matriz grauváquica, granosportadas y tienen cantos de limolitas, grauvacas, cuarzo filoniano (desde 1-1,5 hasta 2-2,5 cm) redondeados, cuarcitas blancas y liditas (Martínez Poyatos, 1997; Ramírez et al., en prensa a, b y 1998; Lillo et al., 1998 b). Se presentan en bancos de espesor comprendido entre 2-3 m y 90 m., siendo muy abundantes en las zonas más orientales del Anticinal de Alcudia, mientras que hacia el oeste pasan a areniscas, grauvacas y limolitas (Ramírez et al., en prensa a). La presencia de cantos de lidita podría deberse tanto al reciclado de cantos de lidita del Alcudiense inferior, como a procedencia de la Serie Negra.

El Alcudiense Superior comienza en general con grauvacas, dispuestas en bancos de 45 a 50 cm, bien tableados, que se apoyan mediante discordancia angular sobre los materiales del Alcudiense inferior (Fig. 2.1), que presentan bajo la misma una banda de paleoalteración, paralela a la base del Alcudiense Superior (Ramírez et al., en prensa a, b). En la Hoja de Solana del

Pino, sin embargo, comienza con depósitos bastante finos (3 m de limolitas), seguidos por grauvacas con pasadas de limolitas, no habiendo por debajo de estos primeros depósitos ninguna zona de alteración (Ramírez et al., 1998), como ocurre en las exposiciones de la discordancia más occidentales. Siguen grauvacas con riples 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.

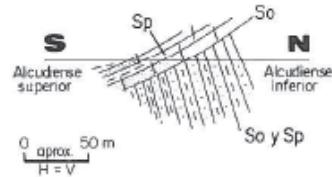


Fig. 2.1.- Discordancia angular entre el Alcudiense inferior y el Alcudiense superior en el río Montoro, al E de Solana del Pino (tomada de Martínez Poyatos, 1997).

Sobre los conglomerados dominan las facies laminadas características del Alcudiense superior, constituidas por 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" o "grès rubannés" (Bouyx, 1970).

Las intercalaciones de dolomías y calcoesquistos características de esta unidad en la zona central y occidental del Anticinal de Alcudia no aparecen en todo el sector oriental del mismo, pudiéndose observar una importante variación lateral de facies en el Alcudiense Superior, con una pérdida gradual de conglomerados hacia el Oeste, que se ve acompañada por la aparición de pequeñas intercalaciones de dolomías y calcoesquistos en lentejones de escasa continuidad lateral (no superan los 30 m) y menos de 4 m de potencia (Ramírez et al., en prensa b).

García Hidalgo (1993), divide la secuencia aflorante en los anticlinales de Alcudia y Abenojar (situado al norte de este) en tres conjuntos litoestratigráficos: una "serie inferior", discordante sobre el Alcudiense inferior, que presenta intercalaciones calcáreas (las "calizas de Hinojosa" de Bouyx, 1970, en el Anticinal de Alcudia y "calizas de Abenojar" en el anticinal homónimo); una "serie intermedia" constituida por pizarras, areniscas grauváquicas y microconglomerados cuarcíticos con gran abundancia de pistas fósiles en el Anticinal de Alcudia, y pizarras, areniscas y calizas en el de Abenojar; y discordante sobre todas las demás una "serie superior" conglomerática.

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 (metacuarcita, lidita, cuarzo filoniano) y en feldespatos (ortosa y plagioclásas), a fracciones arenosas más evolucionadas hacia el techo de la sucesión, con areniscas grauváquicas e incluso areniscas cuarcíticas y excepcionales barras protocuarcíticas con moteado ferruginoso (Ramírez et al., en prensa a, b y 1998; Lillo et al., 1998 b).

El Alcudiense superior se interpreta como depositado en un medio de plataforma-talud siliciclástico-carbonatada en cuerpos discontinuos (Rodríguez Alonso et al., 2004). La "serie inferior" representaría un medio de plataforma somera con una profundización y una colmatación final (carbonatos); la "serie intermedia" corresponde a una transgresión con profundización de facies y la "serie superior" una progradación de medios continentales sobre los sedimentos de plataforma (Ramírez et al., en prensa a y b).

El espesor de esta unidad en el Valle de Alcudia sobrepasa los 2000 m según Bouyx (1970) y varía entre más de 400 m en el flanco norte del sector central del Anticlinal de Alcudia (Hoja de Brazatortas) y más de 1.100 m hacia el este del mismo (NE de la Hoja de Mestanza), según desaparecen los carbonatos y aumenta el espesor de detriticos gruesos y conglomerados (Ramírez *et al.*, en prensa a), aumentando de potencia de SO a NE, en el conjunto del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (entre 850 m y 3600 m según Valladares *et al.*, 2002).

La edad de esta unidad ha sido determinada mediante icnofósiles y estructuras algares fósiles como Vendiente superior-Cámbrico inferior (Vilas *et al.*, 1987; Brasier y Cowie, 1989; San José *et al.*, 1990). García Hidalgo (1993) describe en su "serie intermedia" en el Anticlinal de Alcudia la aparición de *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 *Planolites* o *Palaeophycus ichnosp.* El hallazgo de conchas de moluscos en la parte alta de la secuencia, al este de San Lorenzo de Calatrava, en la Hoja 1/50.000 de Santa Elena (Vidal *et al.*, 1995; Palacios *et al.*, 1996) identificado como *Anabarella cf. plana Vostokova*, cuya forma nominal alcanza una distribución Tommotiense medio-alto en la Plataforma Siberiana y Mongolia, indica una edad claramente Cámbrico Inferior (Tommotiense) para estos niveles. Así pues, los materiales del Alcudiense Superior, que se encuentran por debajo de los niveles con carbonatos, serían del Ediacárico (Vendiente) Superior; mientras que los más altos corresponderían al Cámbrico inferior (Tommotiense).

2.1.2 Ordovícico inferior

Las rocas del Ordovícico aflorantes en este dominio en el área de estudio, se apoyan mediante discordancia angular sobre los materiales del Alcudiense, tanto sobre los del Alcudiense superior (Fig. 2.2), como sobre los del Alcudiense inferior.

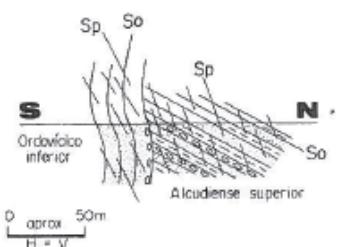


Fig. 2.2.- Discordancia angular entre el Alcudiense superior y el Ordovícico inferior en el río Montoro, al E de Solana del Pino (tomada de Martínez Poyatos, 1997).

Esta discordancia angular denominada Toledánica, es una discontinuidad de primer orden, representando el límite entre dos hiper ciclos tectoestratigráficos: el Panafricano y el Varisco (San José *et al.*, 1992).

Durante el Ordovícico inferior, una ancha plataforma costera caracterizada por sedimentación siliciclastica de aguas someras, cubrió la parte más meridional de la Zona Centroibérica. Los ciclos del Ordovícico inferior parecen haber sido el resultado de pequeñas fluctuaciones del nivel del mar bajo condiciones de un efecto invernadero global (Rey e Hidalgo, 2004). Estos autores distinguen dos megaciclos de carácter transgresivo-regresivo, dentro de los cuales se distinguen las siguientes unidades:

2.1.2.1 Fm de Base (27). Tremadoc ?-Arenig basal

Su nombre se debe a Bouyx (1970) y Tamain (1967, 1972). Anteriormente Lotze (1956) la definió como Capas Intermedias y Butenweg (1968) la denominó Serie Conglomerática. También se la conoce regionalmente con el nombre de Serie Roja Basal (Gutierrez-Marco *et al.*, 1990, Rey e Hidalgo, 2004). Aflora discontinuamente en la base del Ordovícico al norte de la Falla de Puente Génave-Castelo de Vide.

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

Está constituida por conglomerados, areniscas y limolitas de tonos morados a rojizos, alternantes. En su base suele presentar un nivel de conglomerados clastosportados, en bancos de hasta 3 m, constituidos por cantos de cuarzo, cuarcita y lidita, bien redondeados y de un tamaño de 1 a 5 cm en general (Alía *et al.*, 1971) pudiendo alcanzar hasta 25-30 cm (Tamain, 1972) e incluso 50 cm (Ramírez *et al.*, en prensa b) en una matriz arenosa o microconglomerática, con tamaño de grano grueso, muy rica en cuarzo. Los paquetes de conglomerados presentan formas lenticulares y aparentemente no muestran una ordenación interna (Ramírez *et al.*, en prensa a). En las alternancias de pizarras y areniscas se intercalan niveles de conglomerados y areniscas microconglomeráticas de espesor métrico.

Los bancos arenosos suelen tener base plana y techo ondulado, dando morfológias de sand waves y ripples de oscilación. Presentan laminación paralela y ondulada, siendo frecuentes las estructuras de laminaciones cruzadas tipo hummocky. Los conglomerados muestran estratificación cruzada planar, techos muy ondulados y morfologías de canal en las que parece observarse imbricación de cantos (Lillo *et al.*, 1998 a). Se han identificado secuencias negativas (granocrescentes).

Rey e Hidalgo (2004) distinguen tres miembros: M1 ("Conglomerado Basal" de Tamain, 1972) de hasta 25-50m de espesor, que alterna con capas de areniscas y limolitas, M2, constituido por una alternancia de areniscas y capas de pizarras purpura-rojizas ("Lie de Vin" de Tamain, 1972) y M3, caracterizado por la intercalación de capas de ortocuarцитas hacia la parte superior de la formación.

Su potencia es muy variable, oscilando entre 60 y 700 m (Capote y Hernández Enrile, 1969; Alía *et al.*, 1971; Tamain, 1972; Martínez Poyatos, 1997; Martínez Poyatos *et al.*, 2004; Rey e Hidalgo, 2004; Ramírez *et al.*, en prensa b y 1998; Lillo *et al.*, 1998 b; Palero y Delgado-Quesada, 2008), considerándose el inicio de un ciclo transgresivo sobre un paleorrelieve, si bien algunos autores (Ramírez *et al.*, en prensa b) consideran una plataforma compartimentada por fallas sinsedimentarias más que un paleorrelieve, correspondiendo los conglomerados basales de mayor tamaño a facies canalizadas locales. Los mayores espesores dentro de la Hoja, se dan en el Anticlinal de Despeñaperros (700 m) y sector oriental del Anticlinal de Alcudia (350 m), mientras que en el sector occidental del Anticlinal de Alcudia alcanza espesores de 60-75m (Ramírez *et al.* en prensa a, b).

Fue atribuida por Richter (1967) al Cámbrico superior y Butenweg (1968) le atribuye una edad Cámbrico Superior - Ordovícico basal. Alía *et al.* (1971) le asignan una edad Cámbrico Superior sin descartar que alcance el Cámbrico Medio. Posteriormente ha sido atribuida al Ordovícico inferior (Tremadoc-Arenig), mediante icnofauna. Así Bouyx (1970) cita la presencia de *Lingulella* sp. en Hinojosas de Calatrava, y Tamain (1972) encuentra en el Cerro Castellar, cerca del punto anterior, restos de fósiles comparables a *Harlania*, atribuyéndole una edad Tremadoc. A esta misma edad es atribuida por Moreno *et al.* (1976). Molina Cámaras y Fernández Carrasco (1987) citan la presencia de *Ectenoglossa cf. lesueri*, *Cruziana furcifera* y *skolithos* sp., en la Hoja de Valdemanco de Esteras, que definen una edad Tremadoc superior-Arenig. Esta edad es corroborada por otros autores (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1990), si bien la continuidad sedimentaria y las dataciones radiométricas obtenidas en sucesiones comparables del Macizo Armoriano francés, apuntan a que este conjunto previo a la Cuarcita Armoricana correspondería ya al Arenig temprano (Bonjour *et al.*, 1988; San José *et al.*, 1992; Martínez Poyatos *et al.*, 2004).

2.1.2.2 Cuarcita Armoricana (28). Arenig

Sobre la Fm de Base se apoya concordantemente la Cuarcita Armoricana (Groth, 1914; Tamain, 1972). Algunos autores (Lillo *et al.*, 1998 a) deducen un contacto mediante discordancia erosiva sobre la formación anterior, si bien en campo el paso entre ambas parece gradual. Se la conoce también como "Cuarcitas de las Altas Sierras" (Mallada, 1884) o "Cuarcita de Despeñaperros" (Richter, 1967).

Es una de las unidades más características del Complejo Esquisto-Grauváquico de la ZCI, ya que proporciona los mayores relieves y dibuja las pliegues variscos más significativos. En el área de la Hoja tiene un espesor que varía poco, estableciéndose en unos 500 m para el flanco sur del Anticlinal de Alcudia y anticlinales de Sierra Madrona y Despeñaperros (Tamain, 1972; Ríos Aragüés, 1977; Gutiérrez-Marco *et al.*, 2002; Lillo *et al.*, 1998 a y b), mientras que en el flanco norte del Anticlinal de Alcudia y afloramientos del N de la Hoja, la potencia disminuye un poco, situándose en torno a 325-450 m (Ramírez *et al.*, en prensa a y b).

Según Rey e Hidalgo (2004), pertenece al Segundo Megaciclo del Ordovícico inferior y constituye un ciclo transgresivo-regresivo de segundo orden. Aflora con continuidad en toda el área de estudio, al norte de la Falla Puente Génave-Castelo de Vide, desde ambos flancos de los anticlinales de Alcudia y de Sierra Madrona hasta el cierre oriental del Anticlinal de Despeñaperros, con una dirección girando desde ONO-ESE a E-O. De manera discontinua aflora también más al N y NE en el núcleo de anticlinales en las Hojas de Mestanza, El Viso del Marqués, Santa Cruz de Mudela y Aldeaquemada.

Se puede subdividir en tres tramos que disminuyen de espesor hacia el oeste (Bouyx, 1964; Tamain, 1972; Ríos Aragüés, 1977; Lillo *et al.*, 1998 b), aunque no se han diferenciado cartográficamente a escala 1:200.000.

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

El tramo intermedio (80-100 m. de potencia) está constituido por una alternancia de bancos centímetros y decimétricos de ortocuarcitas y

areniscas cuarcíticas, y delgados niveles de pizarras limolíticas grises. Los niveles arenosos tienen geometría lenticular con base plana y techo ondulado, con frecuentes laminaciones paralelas y de riples, y marcas de corriente. Los niveles pizarrosos son más potentes hacia la base y presentan abundante bioturbación y pistas bilobadas.

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

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

En general, son areniscas muy maduras, con más del 90% de cuarzo, con escasa matriz sericítica y algunos minerales pesados accesorios como circón, rutilo y turmalina. Los niveles pelíticos intercalados son realmente areniscas muy finas, ricas en micas, formadas por fragmentos de cuarzo y placas de mica blanca, en una matriz sericítica con materia carbonosa (Ramírez *et al.*, en prensa a, b y 1998; Lillo *et al.*, 1998 a, b).

A esta formación se le asigna una edad Arenig sin más precisiones, atendiendo a su posición estratigráfica bajo sucesiones pelíticas muy fosilíferas, así como al hecho de haberse encontrado niveles ricos en icnofauna de *Skolithus* en el tramo inferior y de *Cruziana furcifera* y *Cruziana goldfussi* en el tramo medio (Mallada, 1884; Hernández-Pacheco y Puig de la Bellacasa, 1926; Tamain, 1972, Lillo *et al.*, 1998 a, etc.). No obstante, en el Macizo Armoriano dataciones con quitinozoos han probado que la unidad se encuentra siempre en la Biozona de *Eremochitina brevis*, equivalente al Arenig medio (Paris *et al.*, 1982; Paris, 1990).

2.1.2.3 Fm Capas Pochico (29). Arenig

El Ordovícico inferior culmina con una alternancia de cuarcitas, areniscas cuarzosas y pizarras arenosas, que fue denominada por Tamain (1972) Estratos o Capas Pochico ("Strates de Pochico"). Han sido denominadas también "Areniscas superiores" por Richter (1967) y Butenweg (1968), "Serie de Tránsito cuarcítico-pizarroso" por Capote y Hernández Enrile (1969) y "Alternancias inferiores" por Ríos (1977).

Esta formación aflora en el área de estudio, al norte de la Falla de Puente Génave-Castelo de Vide, orlando a la Cuarcita Armoricana en los anticlinales de Alcudia, Sierra Madrona, Despeñaperros, Descuernavacas, Cerro Golondrinas – Minas de la Nazarena, y también constituye el núcleo de algunos otros como el de Santa Elena y otros menores aflorantes a lo largo del Río Dañador, así como al N y NE de la Hoja.

Cabe destacar también la adscripción hecha a las Capas de Pochico de los materiales aflorantes en el afloramiento del cerro Golondrinas – Minas de la Nazarena (Hoja de Aldeaquemada), por diferentes autores (Capote y Hernández Enrile, 1969; Tamain, 1972; Gumiel, 1982). Posteriormente Lillo *et al.* (1998 a) atribuyen este afloramiento al Ordovícico medio (Dobrotiviense), si bien durante la realización de esta Hoja 1:200.000 se encontró un yacimiento faunístico que permite atribuirlo a la Fm Capas Pochico (Arenig), según Gutiérrez-Marco (com. pers.).

Se trata de una alternancia de paquetes centimétricos y decimétricos de ortocuarcitas, areniscas y pizarras. En el sector de La

Cimbarra, situado al S de Aldeaquemada, Tamain (1972) distinguió dos tramos: uno inferior, al que denominó "Alternancias Pochico", constituido por una alternancia decimétrica de cuarcitas blancas y grises, y areniscas cuarcíticas micáceas, con intercalaciones de pizarras subordinadas, en el cual Poupon (1971) localizó una capa cinerítica centimétrica hacia la mitad del tramo; y un tramo superior, al que denominó "Grès jaunes Pochico" constituido por una alternancia de areniscas micáceas grises y pizarras negras, que por alteración adquieren una tonalidad amarillenta. En este tramo, Poupon (1971) y Tamain (1972) citan la existencia de una lumaquia fosfatizada, a la que el último denomina "lumaquia azul". En los trabajos de Delgado (1987) y Delgado et al. (1988) se consideran a estos materiales como una roca biodetrítica, formada por pequeños fragmentos de conchas de braquiópodos de naturaleza fosfatada, fragmentos angulosos de cuarzo, oolitos fosfáticos y pirita. Palero (1991) encontró que estos niveles fosfatados aparecían repartidos por toda la parte media y superior de los "Estratos Pochico". Los niveles de rocas fosfatadas presentan siempre poco espesor (entre 5 y 25 cm, a excepción del afloramiento de la Casa de Valhondo al SO de la Hoja 1/50.000 de Solana del Pino (Ramírez et al., 1998). La presencia de niveles biocláusticos fosfatizados en este tramo ha sido reconocida en otros sectores de Sierra Morena oriental, dentro de la Hoja (Ramírez et al., en prensa b; Palero y Delgado-Quesada, 2008); y fuera de la misma (Leyva: in Leyva et al., 2009).

En el tramo inferior, Alía (1954, en Ríos, 1977) descubrió un nivel radiactivo formado por una cuarcita rutilo-circonífera de grano fino y espesor variable (0,5-6 m., según Ríos, 1977), que posteriormente fue estudiado por Ramírez y Cañada (1956, en Ríos, 1977). En realidad, parecen existir varios niveles de características similares. Por su parte, Chamón et al. (1970) y Capote y Hernández Enrile (1969) identifican una o varias capas de cuarcitas gris oscuro con cierto enriquecimiento en minerales pesados (círculo y rutilo principalmente), radiactivas, una de las cuales se sitúa en el extremo O del afloramiento del cerro Golondrinas – Minas de la Nazarena en la trinchera del FF.CC. km 260,3.

Los niveles arenosos están formados por capas amalgamadas que dan lugar a bancos de espesor decimétrico a métrico. Frecuentemente tienen estructuras *hummocky*, así como laminación paralela y de riples. En las lutitas es abundante la bioturbación y los *linsen*. Se organizan en secuencias granodecrecientes encuadradas en ciclos grano y estratocrecientes, que culminan en una barra cuarcítica de espesor métrico.

Rey e Hidalgo (2004) atribuyen a estos dos tramos el carácter de miembros y añaden un tercer miembro hacia la parte superior caracterizado por la intercalación de cuarcitas. Esta división en tramos no puede mantenerse a escala regional (Ríos Aragüés, 1977). Rey e Hidalgo (2004) invocan una evolución transgresiva para el miembro inferior y la parte inferior del miembro medio, que implica una plataforma proximal que evoluciona a plataforma distal, que pasa a ser regresiva a partir de este y hasta el techo de la formación, evolucionando de nuevo hasta una plataforma proximal.

En la parte alta de esta formación se observa la intercalación de varios niveles de vulcanitas y rocas vulcanoclásticas, desde los alrededores de Aldeaquemada a Fuencaliente. En los alrededores de Aldeaquemada se observan desde niveles de cineritas decimétricas gris-verdosas a gris-azuladas (Tamain, 1972; Tamain et al., 1972) a niveles de tipo sill intercalados de hasta 2,5 m de potencia de vulcanitas básicas, gris oscuras a verdosas, microgranudas, con xenocristales de plagioclasa de hasta 3-4 mm y de cuarzo de hasta 1 cm, así como enclaves oscuros microcristalinos de tendencia microporfídica de hasta 1,2 cm. Al microscopio presentan textura

intersortal a porfídica y están constituidos principalmente por plagioclasa y máficos muy alterados (probablemente piroxenos) con apatito, epidota y opacos como accesorios. En el Sinclinal de Solana del Pino (Arbin et al., 1978; Ramírez et al., 1998 b) citan la presencia de un nivel vulcanoclástico situado justamente al techo de la unidad. Se trata de tobas bien estratificadas constituidas por fragmentos de rocas volcánicas de composición intermedia y sin participación de elementos detriticos. La potencia total del tramo oscila entre 5 y 35 m. Este tramo volcánico ha sido también localizado al SE de Peña Escrita y en el paraje del Escorialejo, en la Hoja 1:50.000 de Fuencaliente.

Las ortocuarcitas son similares a las que forman los grandes bancos de la "Cuarcita Armoricana", y están formados mayoritariamente por cuarzo, y cantidades variables de hidróxidos de hierro, moscovita, biotita, clorita y arcillas. Los minerales accesorios más frecuentes son: chert, opacos, pirita, plagioclasa y turmalina (Lillo et al., 1998 a) y en algunos casos círculo y rutilo. Los términos areniscosos de las Capas Pochico están formados mayoritariamente por granos de cuarzo, moscovita y en ocasiones plagioclasa, en una matriz que puede superar el 20 % del volumen total de la roca, observándose como accesorios óxidos, opacos y turmalina (Ramírez et al., 1998 ; Lillo et al., 1998 a). Ocasionalmente, muestran cierta cantidad de cemento carbonatado y algunos lechos ricos en cubos de pirita (Palero, 1991). Los términos limolíticos y pizarrosos presentan una composición similar, aunque la matriz es más abundante y con mayor proporción de materia carbonosa (Ramírez et al., 1998).

La potencia del conjunto es variable, oscilando entre 100 y 300 m, con los mayores espesores hacia el sector centroriental del área de estudio, donde se han citado 300 m en La Cimbarra (sur de Aldeaquemada; Lillo et al., 1998 a). Más al oeste (El Centenillo) su espesor varía según los autores entre 130m (Richter, 1968) y 170-180m (Gutierrez-Marco et al., 2002 y Tamain, 1972, respectivamente). En los sinclinales de Almadén (fuera de la Hoja) y Guadalmez su espesor varía de 100 a 150 m.

Esta formación contiene abundantes icnofósiles, citados por Pérez Regodón (1966), Butenweg (1968), Capote y Hernández Enrile (1969), Poupon (1971), Tamain (1972) y Lillo et al. (1998 b). Un nivel fosilífero importante es la denominada "lumaquia azul" y otros niveles fosfatados similares con lingulidos, bivalvos y cantes fosfáticos (Tamain, 1972). Por otra parte, en el afloramiento del cerro Golondrinas – Minas de la Nazarena (Coordenadas UTM, X: 458.550 Y: 4.260.300) , se encontró una lumaquia de bivalvos en cuarcitas grises de grano fino, en la que también aparecen lingulidos y pistas, que determinadas por J.C. Gutierrez-Marco han aportado las siguientes especies: *Cardiolaria oehlerti* y *Modiolopsis* (Bivalvos), *Echtenoglossa leseuri* (Lingulido) y *Daedalus*, *Skolithos*, *Diplocratherium* y *Bergaueria* (Ichnofósiles), características de la Fm Capas Pochico (Emig y Gutierrez-Marco, 1997; Gutierrez-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-Llanvirn (Oretaniense) determinado mediante graptolitos (Gutierrez-Marco et al., 1995) permiten atribuir el conjunto de la unidad al Arenig superior.

2.1.3 Ordovícico medio

Sobre las rocas anteriores se apoya una sucesión del Ordovícico medio, de edad Oretaniense - Dobrotiviense Inferior (Llanvirn-Llandeilo) (Gutierrez-Marco et al., 2002; Martínez Poyatos et al., 2004), de carácter pizarroso con intercalaciones areniscosas hacia la parte media y superior (Pizarras del Río, Tamain, 1972,

Alternancias del Caño, Richter 1967, y Pizarras Guindo, Henke, 1926) que culmina con las Cuarcitas Botella (Carré et al., 1970, Tamain, 1972) equivalentes a la "Cuarcita Guindo" de Henke (1926) y a las "Alternancias y Cuarcitas de Canteras" de Almela et al., (1962) de edad Dobrotiviense tardío (Llandeilo-Caradoc) (Gutierrez-Marco et al., 2002). El conjunto constituido por las tres unidades inferiores se corresponde con las llamadas "Pizarras con *Calymene Tristani*" (Redlin, 1955, Saupé, 1973) o "Pizarras de *Calymene*" (Tamain, 1972) y "Capas de *Tristani*" o "Pizarras y Areniscas de *Neseuretus*" (Gutierrez-Marco et al., 1984).

2.1.3.1 Pizarras del Río (30). Vulcanitas básicas (30a). Oretaniense

Reciben este nombre de Tamain (1972) siendo también usado por Charpentier (1976) y Gutierrez-Marco et al. (2002). Otras denominaciones utilizadas para estos materiales son "Pizarras de Las Correderas" (Richter, 1967; Butenweg, 1968; Ríos, 1977), Pizarras de Navatras Sierra (San José et al., 1992) o "Pizarras de *Calymene* inferiores" (Aguilar Tomás et al., 1987). Afloran ampliamente a lo largo de toda el área de estudio.

Las "Pizarras del Río" son una potente sucesión de pizarras negras-grises azuladas. Varían desde términos muy lutíticos a limolitas, frecuentemente micáceas. Tanto a techo, como a muro, son frecuentes las facies microbandeadas constituidas por alternancias milimétricas de limolitas o areniscas muy finas y pizarras. Se observan con frecuencia niveles de pizarras con nódulos en general de centímetros decimétricos, llegando a alcanzar hasta 1m (Palero y Delgado-Quesada, 1998) de litologías variadas desde pelítico-arenosas a siderolíticas, en los que en algunos casos se encuentran restos de braquíópodos o trilobites en el núcleo. Tamain (1972) señala la existencia de un nivel silícico-fosfatado ("niveau silico-phosphaté de Las Pasaderas") a un km. al sur de Aldeaquemada.

Suponen un brusco cambio de facies, donde una secuencia de facies de plataforma externa o talud continental, bajo el nivel de base del oleaje de tormentas (Portero y Dabrio, 1988), con somerizaciones puntuales, representadas por paquetes areniscoso-cuarcíticos con geometría de sand-waves, más frecuentes hacia techo (Ramírez et al., 1998 c), se superpone a los materiales de plataforma proximal de las Capas Pochico (Rey e Hidalgo, 2004).

Al microscopio las pizarras están formadas por pequeñas placas de moscovita, y en ocasiones clorita y biotita detriticas, así como fragmentos angulosos de cuarzo, todos ellos envueltos en una abundante matriz sericítica, materia orgánica y óxidos de hierro. Cuando están afectadas por metamorfismo de contacto contienen también cloritas, biotitas y andalucitas de neoformación. Como minerales accesorios se distinguen hematites, rutilo, circón y turmalina. Las areniscas son muy similares a las areniscas de los "Estratos Pochico" y están constituidas fundamentalmente por cuarzo, feldespato potásico, matriz arcillosa, moscovita y biotita, y cantidades variables de clorita. Como accesorios se identifican opacos y turmalinas (Lillo et al., 1998 a).

En el sector de Aldeaquemada, Butenweg (1968), Tamain (1972) y Tamain et al. (1972) pusieron de manifiesto la amplia presencia de intercalaciones de rocas volcánicas tales como coladas o sillls básicos, brechas de explosión y tobas (30a). Estas intercalaciones son subconcordantes con los sedimentos que las encajan, aunque puntualmente cortan a los planos de estratificación y en ocasiones muestran bordes enfriados decimétricos a muro. Muestran escasa continuidad lateral, pero pueden alcanzar varios metros de espesor. En el sector entre Venta de Cárdenas y la mina de La Nazarena han sido descritas por Capote y Hernández Enrile (1969) y Gumié (1982) como basaltos alterados, con potencias entre 1 y 3 m., cons-

tituidos por fenocristales de augita, anfíboles, biotita y plagioclasa. Son muy frecuentes las vacuolas llenas con zeolitas. También se observa, en ocasiones, seudomorfos serpentinizados tanto de piroxeno como de posible olivino. Muestran texturas desde traquíticas amigdaloides a doleríticas y, en ocasiones, incluyen algún enclave microgranulado constituido por plagioclasa y biotita, con corona de reacción de minerales opacos finos y posibles anfíboles alterados. Al sur de las minas de La Nazarena se localiza un cuerpo discordante en las "Pizarras del Río" encajantes, cuya geometría es irregular, que ha sido interpretado por Capote y Hernández Enrile (1969) como una zona de alimentación de las intercalaciones de rocas volcánicas básicas antes descritas.

El espesor de esta formación es difícil de evaluar debido al fuerte replegamiento y a la falta de contraste litológico que muestra el conjunto. El espesor más comúnmente admitido para el área de estudio oscila entre 300 y 400 m (Richter, 1967; Tamain, 1972; Charpentier, 1976; Gutierrez-Marco et al., 2002, Lillo et al., 1998 a y b, Ramírez et al., 1998), si bien Rey e Hidalgo (2004) citan en este sector un espesor de 600m y Monteserín et al. (en prensa) miden unos 500m en el flanco meridional de la Sierra de la Atalaya.

Esta formación es muy fosilífera identificándose asociaciones características con graptolitos, trilobites, ostrácodos, bivalvos, gasterópodos, rostroconchas, braquíópodos y placas columnares de pelmatozoos, lo que ha permitido determinar una edad de la misma básicamente Oretaniense, aunque su techo puede alcanzar al Dobrotiviense temprano (Gutierrez-Marco, 1986; Gutierrez-Marco et al., 1990; Rábano, 1990; Babín y Gutierrez-Marco, 1991; Gutierrez-Marco et al., 2002; Martínez Poyatos et al., 2004; Leyva (2000), y el tramo basal muestra un conjunto de graptolitos (*Corynograptus*, *Expansograptus*) de edad Arenigiense terminal (Monteserín et al., en prensa).

La mitad inferior de la formación contiene numerosos yacimientos del Oretaniense, en los que se identifica una asociación característica con graptolitos [*Didymograptus (D.) artus* Elles y Wood, *Expansograptus sp.*], trilobites como *Neseuretus avus* Hammann, *Salterocoryphe sampelayoi* Hammann, *Bathycheilus castilianus* Hammann, *Retamaspis melendezi* Hammann, *Kloucekia drevermanni* Hammann, *Asaphellus toledanus* Gil, *Ogyginus? forteyi* Rábano, *Nobiliasaphus delessei* (Dufet) y *Ectillaenus giganteus* (Brongniart), ostrácodos [*Gracquinia hispanica* Born, *Klimphores vogelweidei* Vanier], moluscos bivalvos como *Babinka prima* Barrande, *Praenucula costae* Sharpe, *P. sharpei* Babín y Gutiérrez-Marco, *Redonia deshayesi* Rouault o *Hemiprionodonta lusitanica* (Sharpe), gasterópodos [*Sinuites hispanicus* Born, *Tropidodiscus sp.*], rostroconchas (*Tolmachovia sp.*), braquíópodos (*Orthambonites sp.*) y placas columnares de pelmatozoos (*Cyclocyclopa*) (Lillo et al., 1998 a). Los niveles más próximos al techo de la formación, contienen una asociación paleontológica de probable edad Dobrotiviense inferior, en la cual Rábano (1990) cita *Phacopidina micheli* Tromelin, y Lillo et al. (1998 a) identifican: *Neseuretus cf. tristani* Brongniart, *Colpocoryphe sp.*, *Reuelatina cf. ribeiriana* Jones, *Calix cf. cornuta* Chauvel, *Redonia deshayesi* Rouault y *Lophospira sp.* Durante la realización de esta Hoja una muestra tomada al E de Aldeaquemada (coordenadas UTM, X: 473.600, Y: 4.248.950) ha aportado *Colpocoryphe rouaulti* Henry de edad Oretaniense superior-Dobrotiviense (probable Dobrotiviense, según Gutierrez-Marco, 2003).

2.1.3.2 Pizarras, areniscas y cuarcitas. Alternancias del Caño, Pizarras Guindo y Cuarcitas Botella (31). Dobrotiviense

En esta unidad cartográfica se han agrupado tres formaciones reconocidas en todo el Dominio y representadas en las cartografías a mayor escala.

Un tramo inferior pelítico-arenoso alternante denominado Alternancias del Caño (Richter, 1967; Gutierrez-Marco et al., 2002), Cuarcitas Inferiores (Tamaín, 1972; Charpentier, 1976; Ríos, 1977) y también Alternancias Inferiores (Aguilar Tomás et al., 1987), un tramo intermedio pizarroso denominado Pizarras de Guindo (Henke, 1926; Richter, 1967; Gutierrez-Marco et al., 2002) o Pizarras Botella (Tamaín, 1972; Charpentier, 1976; Peran, 1971; Ríos, 1977) y un tramo superior cuarcítico denominado Cuarcitas Botella (Tamaín, 1972; Charpentier, 1976; Peran, 1971; Ríos, 1977 y Gutierrez-Marco et al., 2002), Cuarcitas del Guindo (Henke, 1926; Richter, 1967) o Cuarcitas Cantera (Almela et al., 1962).

La **Fm Alternancias del Caño** (Gutierrez-Marco et al., 2002), también denominada "El Caño Wechselfolge" por Richter (1967), está formada por una alternancia de paquetes decimétricos de areniscas y cuarcitas blanquecinas, verde-grisáceas o marrones, micáceas, con grano selección positiva y laminación paralela y de riples, que evolucionan a cuerpos arenosos decimétricos con base erosiva y techo ondulado, frecuentemente amalgamados en bancos métricos lenticulares discontinuos, y pizarras limolíticas finamente laminadas. En la Hoja de Santa Cruz de Mudela muestran bioturbación muy abundante (Matas et al.; en prensa).

El conjunto de las Alternancias del Caño constituye una megasecuencia grano y estratocreciente, interpretada como el resultado de la progradación de los ambientes de plataforma interna sobre los de plataforma externa-talud ((Matas et al., en prensa; Monteserín et al., en prensa).

Al microscopio están constituidas por granos de tamaño arena muy fina o limo, fundamentalmente de cuarzo, bien seleccionados. También hay ortosa, moscovita y, más raramente, plagioclásas. La matriz filosilikatada es muy abundante, en torno al 30% y procede en su mayoría de la alteración de los feldespatos. Abunda el cemento sintaxial y los contactos cóncavo-conversos entre granos (Matas et al., en prensa). Como accesorios contienen abundante circón, algunas turmalinas y opacos (Ramírez et al., 1998 c; Palero y Delgado-Quesada 2008). Las pizarras son grises oscuras y están formadas por pequeños granos de cuarzo y moscovita envueltos por abundante matriz sericítica y materia carbonosa.

Su espesor en el área de estudio varía entre los 150 y 220m para el sector centro oriental (Richter, 1967; Ríos, 1977; Tamaín, 1972; Gutierrez-Marco et al., 2002) aumentando hacia el este, llegando a alcanzar al este del Río Guadalén (fuera de la Hoja) 350 a 380 m (Peran, 1971; Matas y Leyva, 2014 a y b; Matas et al., 2009). Hacia el oeste su potencia disminuye, alcanzando de 50 a 100 m en las Hojas de Solana del Pino, El Viso del Marqués y Santa Cruz de Mudela (Ramírez et al., 1998 c; Monteserín et al., en prensa; (Matas et al., en prensa), y de 20 a 40 m en las de Fuencaliente, Mestanza y Brazatortas (Palero y Delgado-Quesada, 2008; Ramírez et al., en prensa a y b).

Esta formación es, en general, pobre en restos fósiles, conteniendo únicamente icnofósiles, o bien raros horizontes lumaquélicos lenticulares con *Cardiolaria beirensis* (Sharpe), *Redonnia deshayesi* (Rouault), *Praenucula?* sp., *Neseuretus* sp., *Crozonaspis* sp., *Ectillaenus* sp. *Eorhipidomella musculosa* (Mélou) y *Heterorthina cf. morgatensis* (Mélou), entre otros (Lillo et al., 1998 a).

En la Hoja de El Viso del Marqués (Monteserín et al., en prensa) cerca del techo de la formación, se encontraron entre otros elementos: *Crozonaspis incerta* (Deslongchamps), *Neseuretus henkei* Hammann, *Colpocoryphe* sp., *Asaphina indet.* y *Heterorthina kerfornei* Mélou, junto a otros trilobites, moluscos y conodontos

mencionados para la misma localidad por Rábano (1990), Babín y Gutierrez-Marco (1991) y Sarmiento et al., (1995), respectivamente, que apoyan una edad Dobrotiviense inferior.

Los datos de los diversos autores (Richter, 1967; Butenweg, 1968; Poupon, 1971; Tamaín, 1972, Matas et al., 2009) junto con los anteriormente citados, permiten atribuirle a esta formación una edad Dobrotiviense temprano.

Las **Pizarras Guindo** reciben el nombre de Henke (1926), siendo denominadas de esta misma manera por Richter (1967) y Gutierrez-Marco et al. (2002). Han sido también denominadas como Pizarras Botella por Tamaín (1972), Charpentier (1976), Peran (1971) y Ríos (1977).

Están constituidas por pizarras oscuras, gris-azuladas a negras, en ocasiones limolíticas y micáceas, frecuentemente con nódulos negros centimétricos llenos de sulfuros y/o restos fósiles. Muestran intercalaciones de areniscas finas, que hacia techo pueden ser muy abundantes en algunos sectores, dando lugar a una alternancia pizarra-cuarcita que pasa gradualmente a la Fm Cuarcitas Botella suprayacente. Esto ha sido descrito al E del área de estudio (Leyva, 2000), así como en el Sinclinal de Solana del Pino, donde estas pizarras se van haciendo más arenosas y pasan a techo gradualmente a una alternancia de areniscas y pizarras hasta la Cuarcita de Canteras o Botella (Ramírez et al., 1998). Este tramo podría también incluirse en la base de la citada formación suprayacente, con la cual la Fm Pizarras Guindo forman una secuencia grano y estratocreciente (Leyva, 2000; Ramírez et al., 1998). Ríos (1977) describe, lateralmente, intercalaciones volcánicas de grano fino.

Su espesor en el área de estudio, si excluimos el tramo superior de alternancias arenisca-pizarra, varía, según la mayoría de los autores, entre 30 y 80m (Richter, 1967; Peran, 1971; Tamaín, 1972; Charpentier; 1976; Ríos, 1977; Gutierrez-Marco et al., 2002, Rey et al., 2005). Este espesor parece también disminuir hacia el ONO, alcanzando unos 20 m en la Hoja de Mestanza (Ramírez et al., en prensa b) y poco mas de 12 m en la de Brazatortas (Ramírez et al., en prensa a).

La Fm Pizarras Guindo es la formación más fosilífera de todo el sector meridional de la ZCI, constituyendo un nivel guía (Lillo et al., 1998 b; Matas et al., en prensa; Monteserín et al., en prensa), destacando sobre todo la presencia de abundantes braquíópodos como *Aegiromena mariana* Drot, *Heterorthina kerfornei* Mélou, *Heterorthina morgatensis* Mélou, *Apollonorthis bussacensis* (Sharpe), *Howellites hammanni* Villas y *Eorhipidomella musculosa* (Mélou); trilobites [*Neseuretus tristani* (Brongniart), *Neseuretus henkei* Hammann, *Eodalmanitina destombesi* *destombesi* (Henry), *Morgatia hupei* Nion y Henry, *Zeliszkella* (Z.) *torrubiae* (Verneuil y Barrande), *Colpocoryphe rouaulti* Henry, *Salterocoryphe salteri* (Rouault), *Phacopidina micheli* (Tromelin), *Crozonaspis* sp., *Isabelinia glabrata* (Salter), *Nobiliasaphus nobilis* (Barrande), *Nobiliasaphus hammanni* Rábano, *Parabarrandia crassa* (Barrande), *Uralichas hispanicus* (Verneuil y Barrande), *Selenopeltis gallica* Bruton, *Placoparia* (*Coplacoparia*) *tournemini* (Rouault), *Ectillaenus giganteus* (Burmeister) y *Panderia beaumonti* (Rouault), entre otros]; moluscos bivalvos [*Dulcineaia manchegana* Babín y Gutiérrez-Marco, *Cardiolaria beirensis* (Sharpe), *Praenucula costae* (Sharpe), *P. sharpei* Babín y Gutiérrez-Marco, *Praenucula oehlerti* Babín y Gutiérrez-Marco, *Redonnia deshayesi* Rouault, *Hemiprionodonta lusitanica* (Sharpe), *Myoplusia bilunata perdentata* (Barrande), *Tropidodiscus pusillus* (Barande), *Ptychocnema bussacense* (Sharpe)], rostroconchas (*Ribeiria pholadiformis* Sharpe), gasterópodos [*Sinuites cf. hispanicus* (Born), *Clathrospira*

bussacensis (Sharpe), *Clathrospira* sp.,], cefalópodos (*Trocholites*, Orthocerida indet.), hyolítidos (*Gompholites beirensis* (Sharpe), *Elegantilites* sp.), graptolitos [*Hustedograptus teretiusculus* (Hisinger), equinodermos [*Calix rouaulti* Chauvel, C. aff. *segaudi* (Termier y Termier), *Phlyctocystis* cf. *gigas* Chauvel, *Aristocystites metroi* Parsley y Prokop, *Cyclocyclopa* sp., homozoos, crinoideos], briozoos, ostrácodos (*Ogmoopsis Quadrigitalis*) *arcadelti* Vannier, *Lardeuxella bussacensis* sp. Jones) e icnofósiles (*Tomaculum problematicum* Groom, *Planolites* isp.), citados también en afloramientos o minas situadas dentro de la Hoja por Cortázar (1880), Henke (1926), Fernández y Meléndez Valdés (in Hernández Sampelayo, 1942), Richter (1967), Tamain (1967, 1972), Chauvel et al. (1969), Ríos (1977) y Hammann (1983), Gutierrez-Marco et al. (1984), Chauvel y Meléndez (1986), Gutiérrez-Marco (1986, 2003), Hammann y Rábano (1987), Gutiérrez-Marco y Meléndez (1987), Rábano (1988, 1989, 1990), Babín y Gutiérrez-Marco (1991, 1992), Gutiérrez-Marco y Baeza Chico (1996) y Marek y Gutiérrez-Marco (en prensa). La edad de la unidad comprende regionalmente el límite Dobrotiviense inferior/Dobrotiviense superior. En niveles más elevados de la mitad superior de las Pizarras Guindo, y en litologías algo más arenosas, (Matas et al., en prensa) encuentran otra asociación dobrotiviense con trilobites y ostrácodos, entre ellos *Plaesiacomia oehlerti* (Kerforne), *Neseuretus* cf. *henkei* Hammann, *Phacopidina* sp., *Lardeuxella bussacensis* (Jones), *Reuentalina ribeiriana* (Jones) y *Quadritia* (*Kruttatia*) *tramelini* Vannier y Schallreuter, acompañados por algunos bivalvos y gasterópodos ya conocidos en los horizontes precedentes.

Las **Cuarcitas Botella** equivalen a la formación denominada por Henke (1926) como "Cuarcitas de El Guindo", terminología seguida por Richter (1967) y a las "Alternancias y Cuarcitas de Canteras" de Almela et al. (1962). La denominación actual de esta formación se debe al Pozo Minero Botella de El Centenillo, y ha sido seguida por la mayoría de los autores posteriores (Carré et al., 1970; Peran, 1971; Tamain, 1972; Charpentier, 1976; Ríos, 1977; Gutierrez-Marco, 2002).

Se trata de un nivel característico que suele dar resaltos topográficos, muy frecuentemente como dos barras cuarcíticas de espesor métrico entre las que se intercala un tramo intermedio de areniscas cuarcíticas y pizarras arenosas. Ocasionalmente se ha observado intercalado algún lentejón carbonatado de espesor centi-decimétrico (Monteserín et al., en prensa).

En su parte superior domina la laminación cruzada planar, aunque a menudo se desarrolla laminación cruzada de surco, ripples de ola y laminación cruzada *hummocky*, constituyendo secuencias de energía decreciente. Rey et al. (2005) miden localmente paleocorrientes dirigidas al norte en laminación cruzada unidireccional. Se ha interpretado como barras arenosas de plataforma abierta con influencia de tormentas y, junto a las Pizarras Guindo, como un ciclo transgresivo-regresivo en una plataforma dominada por tormentas con una superficie erosiva a techo.

Al microscopio, los términos arenosos se clasifican como cuarcitas, metaarcosas y metasubarcosas. Están formadas, fundamentalmente, por cuarzo monocristalino, y en menor proporción feldespato potásico, biotita, moscovita con cemento sintaxial y matriz de filosilicatos y cuarzo policristalino. Como accesorios se encuentran: turmalina, circón, y opacos (Lillo et al., 1998 a). Son muy abundantes las piritas oxidadas, que dan lugar a un moteado característico y que proporcionan un color acaramelado a la roca en muestra de mano (Monteserín et al., en prensa).

Globalmente alcanzan un espesor que varía entre los 120 y 140 m (Tamain, 1972; Charpentier, 1976; Ríos, 1977; Gutierrez-Marco

et al., 2002, Rey et al., 2005), si bien puede superar ampliamente estos valores en algunos sectores de la Hoja, como el Sinclinal de Solana del Pino, y al E de la misma, como en el flanco occidental del Anticinal del Relumbrar, si unimos a un tramo cuarcítico de 40 a 50 m una alternancia arenisca-pizarra infrayacente que puede alcanzar 250 m y ha sido atribuida al techo de las Alternancias Canteras (Ramírez et al., 1998; Leyva, 2000).

Las Cuarcitas Botella han proporcionado en su parte inferior en las Hojas de Aldeaquemada, Santa Elena y El Viso del Marqués, diversos yacimientos fosilíferos, estudiados por Tamain (1967, 1972), Richter (1967), Butenweg (1968), Poupon (1971), Carré et al. (1970), Mélou (1975), Charpentier (1976), Hammann y Henry (1978), Hammann (1983), Rábano (1990), Babín y Gutierrez-Marco (1991). Están constituidos principalmente por trilobites, braquiópodos y algunos moluscos, así como pistas y bioturbación, entre los que se determinaron: *Eohomalonotus brongniarti* (Deslongchamps), *E. vicaryi* (Salter), *E. sdzuyi* Hammann y Henry, *Iberocoryphe verneuili* Hammann, *I. cf. bonissentii* Morière, *Iberocoryphe* n. sp. aff. *fugitiva* (Tromelin), *Kerfornella brevicaudata* (Deslongchamps), *Plaesiacomia oehlerti* (Deslongchamps), *Neseuretus henkei* Hammann, *Crozonaspis incerta* (Deslongchamps), *C. armata* Hammann, *Heterorthina kerfornei* Mélou, *Eorhipidomella* cf. *musculosa* (Mélou), *Cardiolaria beirensis* (Sharpe), *Coxiconchia* cf. *britannica* (Rouault), *Skolithos* isp.

En la Hoja de Santa Cruz de Mudela, (Matas et al. en prensa) encontraron en la parte inferior de la unidad *Tissintia* sp., *Ribeiria* sp., *Eohomalonotus* sp., *Tropidodiscus?* sp. y restos de hyolítidos.

En la Hoja de El Viso del Marqués, la unidad ha proporcionado en su parte basal algunos conodontos dobrotivienses, citados en la zona del estrecho de Valdecirral (Sarmiento et al., 1995).

La edad de estas asociaciones es claramente Dobrotiviense, lo cual resulta congruente con los datos regionales, que permiten considerar una edad Dobrotiviense superior para el conjunto de las Cuarcitas Botella (San José et al., 1992).

2.1.4 Ordovícico superior

Durante el Ordovícico superior (Berouniense-Kosoviense o Cadaroc – Ashgill), una ancha plataforma costera cubrió la parte más meridional de la Zona Centroibérica, que se caracterizó por sedimentación predominantemente siliciclastica de aguas someras (Rey et al., 2005).

En el área de estudio comienza con un tramo de carácter arenoso con intercalaciones pizarrosas, que tiene un nivel pizarroso en la base y culmina con un nivel carbonatado (Pizarras de Canteras de Tamain et al., 1969; Bancos Mixtos de Tamain, 1967 y Caliza Urbana de Henke, 1926).

2.1.4.1 Pizarras de Canteras y Bancos Mixtos (32). Berouniense-Kralodvoriente

El conjunto de los materiales que constituyen esta unidad cartográfica equivalen a los Estratos con Orthis ("Orthis Schichten") de los autores alemanes (Henke, 1926; Richter, 1967; Butenweg, 1968), que están formados por un tramo basal de predominio pizarroso, denominado Pizarras con Orthis ("Orthis Schiefer") de Richter (1967), equivalente a las "Pizarras de Canteras" de Tamain (1972) y un tramo superior formado por limolitas, areniscas y cuarcitas ("Orthis Wechsellarung") denominado "Bancos Mixtos" por Tamain (1972). Estos tramos se han agrupado en una sola unidad debido a la gran variabilidad en potencia y litológica de las Pizarras de Canteras.

Las **Pizarras de Canteras** equivalen a las denominadas Pizarras con Orthis de Richter (1967), que este autor sitúa en la parte inferior de los Estratos con Orthis de Henke (1926), habiendo sido también denominadas Pizarras con Onnia (Hammann et al., 1982) o Argilitas Intermedias (Saupe, 1971).

La denominación de Pizarras de Canteras se debe a Tamain et al. (1969) y ha sido adoptada por los autores posteriores (Peran 1971; Tamain, 1972; Charpentier, 1976; Ríos, 1977; Gutierrez-Marcos et al., 2002).

Se trata de un delgado nivel de pizarras arcillosas con finas laminaciones limolíticas y de areniscas micáceas de color gris oscuro con tonos de alteración marrones a verdosos, que hacia techo intercalan niveles centímetros y decimétricos de areniscas cuarcíticas de color ocre-verdoso, cuyo contacto es gradual a menudo con los Bancos Mixtos suprayacentes. Su contacto con la Cuarcita Botella infrayacente es neto. Richter (1967) cita la presencia de niveles volcánicos (tobas) al SE de El Centenillo.

En las inmediaciones de El Viso del Marqués (Monteserín et al., en prensa), se observa un horizonte oolítico ferruginoso con *Helicrinites*, que proporciona fauna Viniciense (Caradoc), similar a un horizonte microconglomerático con fosfatos y carbonatos oolíticos, descrito en el tercio inferior de la unidad en el sector de Corral de Calatrava por diversos autores (Gutiérrez-Marcos y Rábano, 1987; Paris, 1981; Portero y Dabrio, 1988; Portero et al., 1988) que se interpreta como un nivel de removilización que representa una laguna estratigráfica intra-Caradoc inferior de poca entidad que abarca el límite Harnagiense-Soudleyense. Este horizonte oolítico ferruginoso con *Helicrinites* podría corresponder a esta discontinuidad (Monteserín et al., en prensa). A partir de esta discontinuidad se inicia el ciclo sedimentario regresivo del Ordovícico Superior.

Su espesor en el área de la Hoja varía entre 20 a 25 m en las Hojas de Aldeaquemada y Santa Elena (Lillo et al., 1998 a y b) y unos 100 m más al N en las Hojas de El Viso del Marqués y Santa Cruz de Mudela (Monteserín et al., en prensa; Matas et al., en prensa), si bien es difícil de establecer, ya que su límite superior es un tránsito gradual mediante la progresiva intercalación de niveles arenosos, pudiendo regionalmente desaparecer lateralmente por aumento de las intercalaciones arenosas (Palero, 1991).

Son escasos los yacimientos fosilíferos existentes en este nivel pizarroso. Tamain (1967) cita la existencia de *Trinucleidae* sp., *Phacopina* sp., y *Orthoceratidae*, al sur de El Centenillo. Las Pizarras Cantera han proporcionado fósiles en un sector situado más al E (al sur de la Casa del Cantosal-Hoja de Santa Elena; Henke, 1926; Richter, 1967; Hammann, 1983; Gutiérrez-Marcos et al., 1992; Gutiérrez-Marcos en Lillo et al., 1998 b), en un horizonte de removilización ferruginoso, con cantos blandos y sideríticos en el que se identifican trilobites [*Onnia cf. seunesi* (Kerforne), *Actinopeltis* sp., *Dalmanitina* sp., *Zetillaenus* sp.], equinodermos [*Helicrinites helmhackeri* (Barrande)], braquiópodos [*Gelidorthis meloui* Villas], briozos (trepostomados y cryptostomados) y ostrácodos mal conservados.

En la Hoja de El Viso del Marqués (Monteserín et al., en prensa), la edad de la unidad ha podido ser establecida gracias al hallazgo de diferentes niveles paleontológicos del Caradoc (Soudleyense-Marshbrookiense), conteniendo trilobites, braquiópodos, equinodermos y moluscos. A una distancia variable entre 12 y 30 m por encima de la base de la unidad, existe un horizonte de removilización ferruginoso, con cantos blandos y sideríticos, que ha librado una abundante asociación fosilífera en la que se

identifican trilobites [*Onnia cf. seunesi* (Kerforne), *Colpocoryphe grandis* (Snajdr), *Actinopeltis* sp., *Selenopeltis* sp., *Eoharpes* sp.], equinodermos [*Helicrinites helmhackeri* (Barrande), *Macrocytilla pauli* Gil et al., *Homocystites geyeri* Gil et al., *Bohemiaecystis jefferiesi* Gil et al., *Dendrocystites* sp., *Mespilocystites cf. lemenii* Gutiérrez-Marcos, *Cladida* indet.], braquiópodos [*Svobodaina armoricana* Babín y Mélou, *Gelidorthis meloui* Villas, *Aegiromena aquila intermedia* Villas, *Triplegia* sp.] briozos y moluscos (*Holopea* sp.). La asociación de braquiópodos, permite correlacionar este horizonte ferruginoso con el que sella la discontinuidad pre-Viniciense en numerosas localidades ibéricas y del norte de Gondwana, donde tiene un significado análogo al de la Discordancia Sárdica s. str. (San José et al., 1992; Villas, 1992, 1995; Romão et al., 1995).

Por encima del nivel anterior, las Pizarras Cantera contienen escasos restos paleontológicos distribuidos irregularmente, en especial de *Colpocoryphe grandis* (Snajdr), gasterópodos (*Pleurotomariina* indet.), ortocerátidos y linguláceos. Una muestra con braquiópodos, procedente de la parte media de la unidad, fue identificada como *Reuschella herreraensis* Villas.

Los datos precedentes, unidos a criterios estratigráficos regionales, permiten cifrar el depósito de la unidad esencialmente como Berouniense o Caradoc (Soudleyense-Marshbrookiense), pudiendo alcanzar los niveles situados por debajo del horizonte ferruginoso al Dobrotiviense tardío en la misma base de la unidad de forma puntual (Monteserín et al., en prensa).

Los **Bancos Mixtos** equivalen a las Alternancias de Orthis de Richter (1967), que este autor incluye, por encima del nivel anterior, en los Estratos de Orthis de Henke (1926). La denominación de Bancos Mixtos se debe a Tamain (1967, 1972) y ha sido seguida por la mayoría de los autores posteriores en el área de estudio. En el Sinclinal de Guadalmez, al NO del área de estudio, se han denominado Alternancias Superiores (Saupé, 1973).

Forman un conjunto de alternancias de pizarras, areniscas y areniscas cuarcíticas, de color amarillento a beige con llamativos porcentajes de mica blanca e intensa bioturbación en los sedimentos de grano fino y muy fino, en el que se individualizan hacia la parte superior bancos cuarcíticos decimétricos que pueden llegar a alcanzar los 80 cm. Intercalados entre las alternancias se reconocen algunas rocas subvolcánicas básicas alteradas que se interpretan como sills (Ramírez et al., en prensa a y 1998) de entre 1 y 25m de espesor. A techo de los Bancos Mixtos aparece un tramo de 5 a 30 m de potencia de niveles lumaquélicos muy característicos ("lumaquelas terminales" de Poupon, 1971 y Tamain, 1972, Gutiérrez-Marcos y Rábano, 1987; Villas, 1995), de extensión regional, que constituye una excelente isócrona del Ordovícico Superior (Gutierrez-Marcos y Rábano, 1987).

Al microscopio, se trata de areniscas de grano muy fino a fino con buena selección. Los clastos son fundamentalmente de cuarzo monocristalino, aunque en algunos sectores los feldespatos (plagioclasas, ortosa y microclina), pueden ser muy abundantes. Biotita y moscovita suelen estar también presentes, y es frecuente el cemento sintaxial entre los granos de cuarzo (Matas et al., en prensa). Como minerales accesorios se encuentran turmalina, opacos y pirita.

En los niveles arenosos, de grano fino a muy fino se reconoce laminación paralela y ondulada, con frecuente desarrollo de trenes de ripas a techo de cada nivel y laminaciones cruzadas muy abundantes, frecuentemente de tipo *hummocky*. Son depósitos de plataforma interna con acción del oleaje de tempestad que

progradan sobre las pizarras de la plataforma externa (Pizarras Cantera) (Monteserín et al., en prensa).

El conjunto de las Pizarras Cantera y la base de los Bancos Mixtos representan un ciclo transgresivo-regresivo. Las facies de plataforma interna proximal evoluciona rápidamente hacia arriba hacia facies de plataforma externa por debajo del nivel de olas de las tormentas (Rey et al., 2005). Otros tres ciclos sedimentarios de tipo transgresión-regresión han sido distinguidos en los Bancos Mixtos (Rey et al., 2005).

Su espesor, en el área de estudio varía en torno a 150 a 200 m (Lillo et al., en prensa 1998 a, b; Matas et al., en prensa; Gutierrez-Marco et al., 2002, Rey et al., 2005), si bien Monteserín et al. (en prensa) citan un espesor de 200 a 300m en la Hoja de El Viso del Marqués.

Los Bancos Mixtos son una de las unidades más fosilíferas de todo el Ordovícico Centroibérico, especialmente las lumaquelas terminales (Hafenrichter, 1979; Gutierrez-Marco, 1986; Palero y Martín-Izard, 1988; Sarmiento, 1993 y Gil et al., 1996). Tamain (1972) obtiene una edad Caradociense Inferior para la parte más baja en base a restos de trinucleidos y braquiópodos. Dentro de la Hoja de Santa Cruz de Mudela (Matas et al., en prensa), ciertos niveles de la parte inferior de la unidad son muy ricos en pistas fósiles (*Helminthopsis cf. tenuis* Ksiazkiewicz). Las lumaquelas terminales contienen una asociación de braquiópodos (*Svobodaina havlicekii* Villas, *Hedstroemina almadenensis* Villas, *Portranella exornata* Sharpe, S. aff. *feisti* Havlícek, *Rafinesquina lignani* Villas, *Tafilalitia brevimusculosa* Villas, *Hedstroemina* sp., *Aegiromena* cf. *aquila intermedia* Villas y *Rafinesquina lignani* Villas.), trilobites (*Dreyfussina?* sp., *Trinucleina* indet.), cornulítidos (*Cornulites* sp.), briozoos (*Homotrypa* sp. y *Chasmatoporella* sp., entre otros) graptolitos y pelmatozoos (entre estos últimos, *Mesilocystites lemenni* Gutiérrez Marco) de la Biozona de *Svobodaina havlicekii*, representativa del intervalo Caradoc terminal-Ashgill temprano (Berounian superior) (Henke, 1926; Tamain, 1972, Gutierrez-Marco y Rábano, 1987; Villas, 1995; Lillo, 1992; Lillo et al., 1998 a y b; Matas et al., en prensa; Leyva: in Matas et al., 2009; Matas y Leyva, 2014 b).

2.1.4.2 Caliza Urbana (33). Kralodvoriense

Debe su nombre a Henke (1926), habiéndose mantenido esta denominación por la mayoría de los autores posteriores.

Los afloramientos más extensos de "Caliza Urbana" en la Hoja se localizan en el sector del arroyo de Los Canjorros-riό Guadalén (Hoja de Aldeaquemada, Lillo et al., 1998 a), aunque se han reconocido afloramientos de cierta extensión en las proximidades del río Guarizas (en el límite de esa Hoja con la Hoja de Santisteban del Puerto), algunos de los cuales ha sido objeto de explotación.

Se trata de un horizonte carbonatado a arenoso-carbonatado recristalizado, de carácter lenticular, discontinuo de color gris, a veces bioclástico y a menudo con un elevado contenido en hierro, con intercalaciones de calcarenitas y pizarras margosas, asociado al cual se encuentran frecuentes episodios volcánicos (Pineda, 1987; Leyva: in Matas et al., 2009; Matas y Leyva, 2014 b). Con frecuencia están carstificadas, con abundantes rellenos ferruginosos.

Las observaciones realizadas en el área de la Peña del Águila (Hoja de El Viso del Marqués, Monteserín et al., en prensa), permiten establecer dos tramos, el inferior margo-arenoso, de 1,5 a 2 m, con un nivel calcáreo basal, y el superior, de calizas masivas lumaquáticas y 3 m de espesor, de acuerdo con Palero y Martín

Izard (1988) y Sarmiento (1993). También se señala la existencia de niveles de removilización con cantos fosfatados milimétricos en el tramo inferior, así como en la base del superior (Sarmiento, 1993) que apuntan la posibilidad de una interrupción sedimentaria asociada a la base de la unidad, aunque puede tratarse de fenómenos de carácter muy local o de muy poca entidad, si bien es cierto de las facies calcáreas del Ashgill son discordantes sobre materiales de distintas edades en otras áreas del Macizo Ibérico.

Se han reconocido laminaciones paralelas groseras originadas por la alternancia de finos lechos de calcarenitas entre las calizas impuras (Ramírez et al., en prensa b), así como laminación bimodal y superficies de reactivación sedimentaria según Lillo (1992). Este autor interpreta que estos carbonatos detríticos se depositaron en ambientes proximales de plataforma con acción de corrientes mareales.

Según 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 glaciaciόn, 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 conclusiόn 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 ((Ramírez et al., 1998).

Los metros finales de los Bancos Mixtos y la Caliza Urbana constituyen un ciclo sedimentario cuyo registro estratigráfico es muy variable, hecho que para Rey et al. (2005), puede estar relacionado con actividad tectónica sinsedimentaria, o bien con procesos erosivos asociados con el límite superior que darían lugar a un paleocarst.

Diversos autores han descrito la existencia de un vulcanismo contemporáneo con la Caliza Urbana en varios sectores de la Hoja: en Los Guindos-El Centenillo (Henke, 1926; Charpentier, 1976; Pineda, 1987); en La Alameda (Tamain et al., 1969; Tamain, 1972), al SE de Solana del Pino (Palero, 1991) y, ya fuera del área de estudio, en la Hoja de Venta de Los Santos (Ríos, 1977; Ríos y Claverías, 1979). En la Hoja de Aldeaquemada (Lillo et al., 1998 a) se han reconocido estos materiales volcánicos a muro y techo de los niveles de "Caliza Urbana" que ocupan el núcleo del sinclinal localizado en el sector del río Guadalén-arroyo de Los Canjorros. En otras áreas estos materiales volcánicos aparecen a techo del horizonte carbonatado, como en Solana del Pino (Ramírez et al., 1998) donde son tobas compuestas por fragmentos de hasta 5 cm de rocas de grano muy fino, color verde oscuro y textura porfídica, cuya matriz está constituida por rocas verdes de grano muy fino y gran cantidad de calcita, y Venta de Los Santos (fuera de la Hoja, Matas et al., 2009). Aparecen también en la parte inferior (subsuelo de El Centenillo) o sustituyendo enteramente a la Caliza Urbana (Los Guindos). Son fundamentalmente tobas, tufitas, cineritas y productos de proyección aérea, de quimismo ácido a medianamente ácido (Lillo et al., 1998 a).

Su espesor en el sector oriental de Sierra Morena varía entre 0 y 80 m para la mayoría de los autores (Butenweg, 1968; Tamain, 1972; Charpentier, 1976; Ríos, 1977) si bien Rey et al. (2005) citan un espesor de más de 40m, Gutierrez-Marco et al. (2002) citan una variación entre 0 y 200 m en el sector de El Centenillo y Matas et al. (2009), al E del área de estudio citan un espesor entre 4 y 100m.

Con frecuencia se observa una lumaquela con briozoos, crinoides y braquiópodos (Henke, 1926; Richter, 1967; Tamain, 1967). Fuganti y Serpagli (1968) y otros autores (Hafenrichter, 1979, 1980; Sarmiento, 1990, 1993; Sarmiento et al., 2000; Lillo et al., 1998 a; Matas et al., en prensa; Monteserín et al., en prensa) encontraron fauna de conodontos en su parte superior en las Hojas de El Viso del Marqués, Santa Cruz de Mudela y Aldeaquemada, que contienen *Sagittodontina robusta* Knüpfel, *Panderodus?* Sp., *Scabbardella altipes* (Henningsmoen), *Amorphognathus ordovicicus* Branson y Mehl, "*Eocarniodus*" gracilis Rhodes e *Icriodella superba* Rhodes. Esta asociación es característica (Biozona de *Amorphognathus ordovicicus*) muy difundida en el Ashgill pre-Hirnantiano (Kralodvoriense) de toda Sierra Morena (Fuganti y Serpagli, 1968; Sarmiento, 1993).

2.1.5 Ordovícico superior-Silúrico basal

En esta unidad se han agrupado dos formaciones reconocidas a escala regional y presentes en la Hoja: Pizarras de Muro o Pizarras Chavera y Cuarcitas de Criadero.

2.1.5.1 Pizarras Chavera y Cuarcitas del Criadero (34). Kosoviense-Llandovery

Por encima de la Caliza Urbana se sitúa disconformemente una unidad pizarrosa denominada por Henke (1926) Pizarras de Castellar, término seguido por numerosos autores posteriores (Richter, 1967; Butenweg, 1968; Kettel, 1968; Peran, 1971; Ríos, 1977). La denominación **Pizarras de Chavera**, se debe a Tamain et al. (1969) y ha sido seguida por Tamain (1972), Gutierrez-Marco et al. (1990) y Gutierrez-Marco et al. (2002). En el área de Guadalmez Saúp (1973) la denominó Pizarras de Muro. Afloran a lo largo de todo el flanco sur de los anticlinales de Sierra Madrona y Santa Elena y su prolongación hacia el este, así como al N del Anticinal de Alcudia.

Se trata de pizarras negro-grisáceas, con tonalidades azuladas, con aspecto de techar, que hacia su parte superior contienen, a veces, intercalaciones areniscosas en capas decimétricas que constituyen el tránsito a las "Cuarcitas de Criadero" suprayacentes. 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 diagenéticos de piraña y los nódulos ferruginosos (Ramírez et al., 1998 b).

Al microscopio están constituidas principalmente por filosilicatos (sericitita-moscovita) y en menor cantidad cuarzo. En proporciones accesorias contiene sobre todo minerales opacos, y también turmalina.

Su potencia varía entre 100 y 150m, en general, si bien en el Sinclinal de Guadalmez, al NO del área de estudio, alcanza de 40 a 60 m (Martín Herreros, et al., 2005). Al E del área de estudio, fuera de la misma, su espesor aumenta, llegando a alcanzar los 270 m (Leyva, 2000). En este sector se han observado paquetes métricos de pizarras con cantos en la base de la unidad, con fragmentos de cuarcitas y pizarras heterométricos, y algunos de Caliza Urbana, en una matriz fangolítica (Chauvel et al., 1969; Tamain, 1972; Gutierrez-Marco y Rábano, 1987; Leyva, 2000). Puede llegar a desaparecer por motivos tectónicos. Parecen situarse sobre una discontinuidad estratigráfica relacionada con un evento de naturaleza glacioeustática (Robardet, 1981) denominado Glaciación Hirnantiana (Robardet & Doré, 1988; Robardet, 2002, 2003; Gutierrez-Marco et al., 1990; Gutierrez-Marco et al., 2002).

Se interpretan como sedimentos de plataforma externa por debajo de la acción del oleaje de tormenta (Matas et al., en prensa).

Esta unidad, junto con la Cuarcita de Criadero constituye el primer ciclo, de carácter transgresivo-regresivo, de un nuevo megaciclo. La edad de este ciclo iría desde el Hirnantiano alto al Llandovery (Aeroniense, Zona *Magnus*), según Rey et al. (2005). Según estos autores, las variaciones en espesor regionales se explican por el relieve previo asociado con el paleocarst. No obstante, en algún punto, como el Río Despeñaperros, la desaparición de la Caliza Urbana y de las Pizarras de Chavera se debe a la actuación de la Zona de Cizalla Puente Génave-Castelo de Vide (Martín Parra et al., 2006).

La unidad contiene escasos fósiles en los afloramientos del área de estudio, pero de acuerdo con los datos regionales su edad corresponde al Ashgill (Tamain, 1972) o al Ashgill superior-Llandovery (Hafenrichter, 1980). Actualmente se le atribuye a esta formación una edad Ordovícico terminal (Hirnantiano o Kosoviense) pero el límite Ordovícico-Silúrico se coloca en la unidad suprayacente "Cuarcita del Criadero" (García Palacios et al., 1996; Gutierrez-Marco et al., 1990; Gutierrez-Marco et al., 2002; Martínez Poyatos et al., 2004).

Sobre las Pizarras de Chavera se sitúa concordantemente en todo el área de estudio, al norte de la Falla de Puente Génave-Castelo de Vide, un tramo cuarcítico característico que ha recibido diferentes nombres en la literatura. Henke (1926) la denominó Cuarcita de Castellar, terminología que ha sido seguida por Ríos (1977). Se le ha denominado también **Cuarcita del Criadero** (Almela et al., 1962) por correlación con el Sinclinal de Almadén, así como Cuarcitas Superiores (Tamain, 1967, 1972; Charpentier, 1976; Peran, 1976), Cuarcitas del Llandovery (Richter, 1967; Butenweg, 1968; Kettel, 1968) siendo el nombre más conocido el de Cuarcitas del Criadero.

Se trata de un nivel de cuarcitas de tonos claros, de grano fino, que se altera a tonos grises con moteado rojizo, con aspecto masivo en los dos tercios inferiores y tableado a techo. Con laminación paralela y estratificación cruzada de megaripples de oscilación. Suelen dar resaltes morfológicos que destacan en el paisaje, aunque no tan acusados, ni continuos como los formados por la "Cuarcita Armoricana". En su tercio superior, al S del Sinclinal de Almadén, suele aparecer una intercalación de una alternancia de limolitas micáceas y lutitas grises a negras, que a menudo intercala cuarcitas gris oscuras a negras, de 2 a 8m de espesor (Richter, 1967; Tamain, 1972; Ríos, 1977; Pardo Alonso y García Alcalde, 1996; Pardo Alonso, 1997; Robardet y Gutierrez-Marco, 2002; Leyva, 2000).

Según Tamain (1972) se pueden distinguir tres tramos:

El tramo inferior está formado por ortocuarcitas en bancos métricos, con intercalaciones de areniscas. El tramo intermedio está constituido por ortocuarcitas negras a grises-beiges en bancos decimétricos, en ocasiones con intercalaciones centimétricas de esquistos arenoso-limolíticos, algo micáceos, de color gris-verdoso. El tramo superior está formado por areniscas beiges o amarillentas en pequeños bancos.

Las areniscas al microscopio son metaarcosas y metagrauvacas. Los componentes principales son cuarzo (en general monocristalino), feldespato potásico (muy alterado a illita), matriz arcillosa, biotita y moscovita. Como componentes accesorios se encuentran turmalina, opacos, circón y de forma ocasional, rutilo. El tamaño de grano predominante es fino a muy fino. Las cuarcitas presentan como componente mayoritario cuarzo monocrystalino. En menor proporción, aparecen feldespato potásico y matriz filosilicatada (Lillo et al., 1998 a).

Según Lillo (1992) se reconoce una transición de las "Pizarras Chavera" a los bancos amalgamados de arenas que constituyen la "Cuarcita Criadero", que representarían una progradación y acumulación de barras arenosas en ambientes distales de plataforma interna. Se han observado laminación paralela y estratificación cruzada de megaripples de oscilación, que indicarían ambientes más proximales, próximos al nivel de base del oleaje, así como algún nivel decimétrico, de cantos blandos (pizarrosos y areniscosos, redondeados, de 0,5 a 1,5cm), que testimonia la existencia de procesos erosivos hacia el techo de la unidad (Hoja de El Viso del Marqués-Monteserín *et al.*, en prensa, y en la Hoja de Solana del Pino, carretera de La Virgen de la Cabeza a Solana del Pino). Representan una secuencia de somerización que alcanza condiciones muy proximales y se interpretan como depósitos marinos de plataforma con oleaje.

Su espesor, según la mayoría de los autores varía entre 25 y 75m (Henke, 1926; Richter, 1967; Butenweg, 1968; Kettel, 1968; Peran, 1976; Ríos, 1977; Gutierrez-Marco, 2002, Rey *et al.*, 2005; Lillo *et al.*, 1998 a y b; Ramírez *et al.*, en prensa a, b y 1998; Matas *et al.*, en prensa; Monteserín *et al.*, en prensa, Palero y Delgado-Quesada., 2008), si bien en el Sinclinal de Guadalmez (al NO del área de estudio) y en la Hoja de Venta de Los Santos (al E de la Hoja) puede alcanzar los 100 m (Martín Herreros *et al.*, 2005; Matas *et al.*, 2009). En algunos casos su potencia disminuye mucho, llegando a desaparecer, por causas tectónicas.

Los fósiles son muy escasos en esta formación, debido a lo cual, el hecho de que constituyan el final de una secuencia granocreciente y que en las pizarras ampelíticas inmediatamente suprayacentes se hayan recogido graptolitos del Llandovery superior, llevaría a incluir tradicionalmente a estas cuarcitas en el Llandovery inferior (Richter, 1967; Butenweg, 1968; Kettel, 1968; Ríos, 1977). Gutierrez-Marco y Pineda (1988) descubrieron más tarde graptolitos aeronienses (Llandovery "medio") al noroeste de El Centenillo, dentro de los niveles de cuarcitas negras tableadas próximos al techo de la Cuarcita del Criadero. Posteriormente Villas *et al.* (1999) encontraron en la parte inferior de la Cuarcita del Criadero en el Sinclinal de Almadén dos braquiópodos típicos de la fauna Hirnantense del Ordovícico más alto (Kosoviense), lo que incluiría a esta formación en el límite Ordovícico-Silúrico (Kosoviense-Llandovery inferior) según Robardet y Gutierrez-Marco (2002).

2.1.6 Silúrico

2.1.6.1 *Pizarras negras ampelíticas con graptolitos, Fm Guadarranquejo (35). Rocas piroclásticas (35a). Llandovery superior-Wenlock inferior.*

Son equivalentes a las denominadas "Pizarras con Monográptidos" de Tamain, (1972) o "Pizarras con Graptolitos" de los autores alemanes (Henke, 1926; Richter, 1967; Butenweg, 1968 y Kettel, 1968). Fueron denominadas Formación Guadarranquejo por Rodríguez Núñez *et al.* (1989).

Se trata de pizarras negras, grafitosas, blandas, con intercalaciones esporádicas de niveles de limolitas de espesor centimétrico y ocasionalmente niveles de lítitas (Lillo *et al.*, 1998 a), que contienen graptolitos, originalmente depositadas concordantemente sobre la Cuarcita del Criadero, si bien en el área de estudio este contacto está modificado tectónicamente, llegando a suprimir a la Cuarcita del Criadero e incluso a las Pizarras de Chavera; de modo que esta formación se llega a apoyar sobre los Bancos Mixtos, e incluso en el sector S del Plutón de Santa Elena, sobre las Cuarcitas Botella y las Alternancias del Caño. A techo, las ampelitas pasan

gradualmente a limolitas grises con intercalaciones arenosas centí y milimétricas (Gutierrez-Marco y Pineda, 1988).

En un sector comprendido entre El Centenillo y Puente Génave (al E del área de estudio), las pizarras ampelíticas contienen abundantes blastos de andalucita quiastolítica (Richter, 1967; Peran, 1971; Charpentier, 1976; Ríos, 1977), a lo largo de decenas de kilómetros al este y oeste del Plutón de Santa Elena.

En el Sinclinal de Solana del Pino, así como en las Hojas de Fuencaliente (Palero y Delgado Quesada, 2008), Brazartortas (Ramírez *et al.*, en prensa a), Mestanza (Ramírez *et al.*, en prensa b), El Viso del Marqués (Monteserín *et al.*, en prensa) y Santa Cruz de Mudela (Matas *et al.*, en prensa), o bien aparecen con pizarras con intercalaciones volcánicas, o bien se trata de una alternancia constituida mayoritariamente por rocas volcánicas ("Alternancias Vulcano-sedimentarias", núcleo del sinclinal de Solana del Pino, Ramírez *et al.*, 1998).

Los materiales volcánicos que integran las "Alternancias Vulcano-sedimentarias" (35a) son fundamentalmente tobas, que aparecen bien estratificadas en paquetes de espesores decimétricos. Presentan una intensa carbonatización. 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 fragmentos de lutitas, cuarcitas y rocas escoriáceas. Todos estos elementos aparecen envueltos en una matriz de cenizas y carbonatos. Estos materiales se encuentran estratificados en paquetes decimétricos a métricos (los más frecuentes son de 30 cm), superpuestos, con frecuencia casi sin intercalaciones pizarrosas. Ramírez *et al.* (1998) observan a veces una cierta granoselección positiva y posibles imbricaciones de cantos, así como laminaciones ocasionales de riples, que testifican la existencia de procesos de retrabajamiento del material volcánico por la acción del oleaje. Estos autores suponen que originalmente se trataba de rocas básicas y ultrabásicas muy semejantes a las que se hallan en Almadén.

Alternando con las rocas piroclásticas, pueden aparecer capas con estratificación paralela y cruzada de bajo y gran ángulo, formadas por numerosos elementos detriticos, fundamentalmente granos de cuarzo. También se encuentran niveles con cineritas de color gris o negro, con laminación paralela y cruzada de bajo ángulo (Ramírez *et al.*, en prensa b).

El tramo basal de ampelitas se interpreta como depósitos de mar abierto muy por debajo del nivel de base del oleaje (ambiente reductor, facies de plataforma externa-talud). El tramo arenoso superior se interpreta como una secuencia de progradación de ambientes de plataforma interna sobre los de plataforma externa-talud (Lillo *et al.*, 1998 a, b).

Junto con los últimos metros de la Cuarcita del Criadero, las pizarras ampelíticas con graptolitos constituyen un ciclo sedimentario que representa un pulso transgresivo cuyo máximo coincide con las pizarras con graptolitos (Rey *et al.*, 2005).

El espesor de las pizarras ampelíticas es difícil de establecer debido a la intensa deformación que las afecta. Según Henke (1926) su espesor sería de 150m, mientras que Richter (1967) cifra el mismo entre 120 y 200m y para Ríos (1977) varía entre 100 y 150m de potencia. Por su parte Leyva (2000), al E del área de estudio, cita espesores en torno a 70-80 m, mientras que Gutierrez-Marco *et al.* (1998) cita un espesor medio de la Fm Guadarranquejo en la parte S de la Zona Centroibérica de hasta 60 m, y Robardet y Gutierrez-Marco (2002) entre 20 y 35 m.

Se ha encontrado numerosa fauna graptolítica en el área de estudio y áreas adyacentes (Mallada, 1884; Henke, 1926; Haberfelner, 1931; Hernández Sampelayo, 1942, 1960; Richter, 1967; Butenweg, 1968; Tamain, 1972; Ríos Aragüés, 1977; Gutierrez-Marco y Pineda, 1988; Robardet y Gutierrez-Marco, 2002; Leyva 2000). Lillo *et al.* (1998, a, b) identifican dos horizontes distintos con graptolitos. El primero de ellos, se sitúa muy cerca de la base de la unidad ampelítica, y contiene: *Spirograptus guerichi* (Loydell, Storch y Melchin), *Parapetalolithus palmeus* (Barrande), *Rastrites fugax* (Barrande) y *Pristiograptus cf. bjerringus* (Bjerreskov), *Stimulograptus becki* (Barrande), "Monograptus" *gemmaeus* (Barrande), *Monograptus marri* (Perner) y *Metaclimacograptus cf. asejradi* (Legrand). Su edad precisa es Telychiense inferior (parte baja del Llandovery "superior"), equivalente a la Biozona de *Rastrites linnaei*. En horizontes superiores a los precedentes, las pizarras incluyen nódulos elipsoidales centimétricos (Mallada, 1884; Tamain, 1972), también fosilíferos, en los que los citados autores reconocen: *Torquigraptus tullbergi* (Boucek), *Monoclimacis giestoniensis* (Nicol), *M. crenulata* (Elles y Wood), *Monograptus sp. aff. parapriodon* (Boucek), *Paraclimacograptus? flamandus* (Legrand), *Streptograptus loydelli* (Storch y Serpagli), *Retiolites angustidens* (Elles y Wood), *Torquigraptus cf. arcuatus* (Boucek), *Diversograptus? sp.*, *Monograptus sp.* y braquípodos epiplancónicos (*rhynchonelláceos*). La edad de la asociación corresponde a un Telychiense avanzado, equivalente al rango de las Biozonas de *Monoclimacis giestoniensis* y *Torquigraptus tullbergi*.

Los graptolitos más modernos encontrados en la unidad ampelítica son *Monograptus cf. flemingii* (Salter) y *Pristiograptus cf. dubius* (Suess), que indicarían una edad Wenlock (Sheinwoodiense a Homeriense inferior) (Lillo *et al.*, 1998 b; Gutierrez-Marco, 2003).

Por otra parte, se han encontrado también conodontos (Sarmiento y Rodríguez Núñez, 1991), ortocerátidos, braquípodos, 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).

2.1.7 Silúrico superior-Devónico inferior

2.1.7.1 Pizarras, limolitas y areniscas. Grupo Cerro Escudero (36). Wenlock-Lochkoviense

Su nombre se debe a Pardo Alonso y García Alcalde (1996), y ha sido también denominado en este sector de la ZCI (Sinclinales de Herrera del Duque Almadén y Guadalmez) como Alternancias Malva (Pardo Alonso, 1995). Se apoya concordantemente sobre la Fm Guadarranquejo.

Se trata de una sucesión de alternancias de pizarras, limolitas, areniscas y cuarcitas en niveles centimétricos a decimétricos, con una intercalación cuarcítica de 7 a 40 metros de espesor (Fm Doradillo, del Sinclinal de Guadalmez o Cuarcitas de las cuevas, del Sinclinal de Almadén). El tramo de la sucesión situado por debajo de estas cuarcitas ha sido denominado Alternancias de la Corchada, mientras que al superior se le ha denominado Fm Valdenmedio (Pardo Alonso, 1997). Esta sucesión ha sido bien establecida en el sector meridional del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico, en los sinclinales de Herrera del Duque, Almadén y Guadalmez (Pardo Alonso, 1997). En el Sinclinal de Almadén en determinadas áreas, la parte inferior de las Alternancias de Corchada está constituida por tobas y brechas volcánicas (Pardo Alonso, 1997). En el sector oriental de la Hoja de Santa Cruz de Mudela (838) en el Sinclinal de Castellar de Santiago incluye algunas intercalaciones vulcanosedimentarias (Matas *et al.*, en prensa).

En un pequeño sinclinal con núcleo Devónico situado al norte de la Finca Nava El Sach en la Hoja de Santa Elena (862), aflora parte de esta sucesión, con un nivel potente de cuarcitas intercalado, posiblemente correlacionable con las Cuarcitas del Doradillo. Su potencia no ha podido ser establecida, ya que el muro está despegado tectónicamente sobre las pizarras grafitosas silúricas y el techo no se observa.

Las pizarras presentan tonos grises, a veces verdosos, si están frescas y colores ocres a violáceos si están alteradas. Las areniscas son de grano fino a medio, micáceas y muestran tonos similares, suelen presentar estratificación gradada o laminación paralela, alternando con pizarras negras, con características turbidíticas que pasan a capas más gruesas con estratificación *hummocky* y laminación cruzada de riples de oscilación (Leyva, 2000). Las cuarcitas muestran tonos blanco-grisáceos con alteración rojiza.

Esta asociación de facies indica una evolución desde medios de plataforma externa, por debajo del nivel de base del oleaje, hacia medios más someros dominados por corrientes y olas de tormenta (Leyva, 2000).

La potencia estimada es de un centenar de metros.

Se han encontrado fósiles que parecen indicar el Lochkoviense inferior para la Fm Doradillo y la parte inferior de la Fm Valdenmedio, así pues la edad del Grupo Cerro Escudero iría desde el Wenlock superior al Lochkoviense, situándose el límite Silúrico-Devónico probablemente dentro de la parte superior de las Alternancias de La Corchada (Pardo Alonso y García Alcalde, 1996; Pardo Alonso, 1997) o en el tercio superior de la Fm Guadarranquejo, según Molina y Fernández Carrasco (1987).

2.1.8 Devónico inferior

2.1.8.1 Formaciones Cerro Risquillo y Herrera (37). Lochkoviense superior-Emsiense

Sobre las pizarras y cuarcitas del tránsito Silúrico – Devónico se apoyan materiales del Devónico temprano, que comienzan con un paquete de hasta 30 m de ortocuarcitas y areniscas ferruginosas, denominadas Cuarcitas de Base (Almela *et al.*, 1962) o Formación Cerro Risquillo (Pardo Alonso, 1997). Algunas capas cuarcíticas muestran en su techo una acumulación de braquípodos (fundamentalmente spiriféridos) que atestiguan su atribución al Devónico (Matas *et al.*, en prensa). Muestran una edad Siegeniense tardío – Emsiense temprano para Vergés (1983), Gediniense – Siegeniense para Gutierrez-Marco *et al.* (1990) y San José *et al.* (1992) y de edad Lochkoviense alto-Praguense basal según Pardo Alonso (1997), García Alcalde *et al.* (2002) y Martínez Poyatos *et al.* (2004). Sobre estas cuarcitas, en el sector NE de la Hoja, se apoya una sucesión de pizarras, areniscas y cuarcitas con intercalaciones vulcanosedimentarias (correlacionables con la Fm Herrera, de Pardo Alonso, 1997) con algunos niveles de calizas bioclásticas en su parte media – alta (correlacionable con el Miembro Molino de la Dehesa, de Pardo y García-Alcalde, 1996 y Pardo Alonso, 1997). Este miembro carbonatado se presenta en bancos potentes (8-15 m) carbonáticos, muy discontinuos, con abundantes restos de crinoides y braquípodos, en su mayor parte fragmentados por la acción de fuertes corrientes (Matas *et al.*, en prensa), observándose en los sinclinales de Herrera del Duque y Almadén, así como en el extremo suroriental del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (Leyva, 2000) en la Hoja de Torre de Juan Abad y dentro de la Hoja 1: 200.000 de Linares en el Sinclinal de Castellar de Santiago en la Hoja 1:50.000 de Santa Cruz de Mudela. Por encima de este miembro

carbonatado, en el núcleo del sinclinal, aflora un tramo pizarroso con participación volcánica y numerosos lentejones calcáreos en parte descalcificados.

Al microscopio se trata de arenas finas, y sobre todo arenas de grano grueso a medio con pobre selección constituidas casi exclusivamente por cuarzo. En este último caso es frecuente encontrar cantos de cuarzo aislados de 3-5 mm, así como gollos de corrosión y abundantes óxidos de hierro. La matriz es fundamentalmente filosilicatada (Matas *et al.*, en prensa).

Su edad va del Lochkoviense superior al Emsiense (Almela *et al.*, 1962; Puschmann, 1970; Pardo y García Alcalde, 1984; Gutierrez-Marcos *et al.*, 1990; Pardo Alonso, 1997; García Alcalde *et al.*, 2002; Martínez Poyatos *et al.*, 2004), habiéndose encontrado en la Hoja de Santa Cruz de Mudela, en las calizas bioclásticas del miembro carbonatado, abundantes restos de crinoideos y briozos, junto a otros más raros de braquíópodos y gasterópodos. En el afloramiento de la Fuente del Espino, se han identificado los siguientes conodontos: *Panderodus unicostatus* (Branson y Mehl), *Caudicriodus cf. celtibericus* (Carls y Gndl), *Icriodus spp.* y *Belodella sp.*, representativos del Emsiense inferior (Matas *et al.*, en prensa).

En los lentejones calcáreos del tramo superior se ha encontrado una abundante asociación de braquíópodos del Emsiense superior, entre los que se identificaron: *Plicostropheodonta sp.*, *Uncinulus aff. frontecostatus* (Drevermann), *Brachyspirifer cf. crassicosta* (Scupin), *Brachyspirifer cf. carinatus* (Schnur), *Paraspirifer cf. chillonensis* (Quintero y Revilla), *Euryspirifer? sp.*, *Meganeris sp.* y *Globithiris? sp.*, asociados a restos de bivalvos. Este conjunto puede ser equiparado con gran probabilidad a la Biozona de *P. chillonensis* de Almadén (Matas *et al.*, en prensa).

2.2 DOMINIO DE OBEJO-VALSEQUILLO

Bajo este epígrafe se describen los materiales precarboníferos y carboníferos que afloran en la mitad meridional de la Hoja, al sur de la Falla Puente Génave-Castelo de Vide (Martín Parra *et al.*, 2006), tanto al norte como al sur del Batolito de Los Pedroches.

Se diferencian, de Norte a Sur, una Unidad Paraautóctona y unas Unidades Alóctonas. La principal característica que las diferencia es que el Carbonífero Inferior en la primera es paraconcordante, es decir no hay deformación previa aunque exista hiato sedimentario, y en la segunda es claramente discordante sobre materiales intensamente deformados. En cuanto a la estratigrafía hay diferencias entre las dos unidades pero también dentro de cada Unidad en sentido SE-NO, en la vecina Hoja de Pozoblanco. En consecuencia se describen conjuntamente especificando las peculiaridades.

Las peculiaridades estratigráficas distintivas del DOV son la presencia, al sur de Los Pedroches, de rocas preordovícicas con muchas similitudes la Zona de Ossa-Morena y un Paleozoico postcámbrico con facies y faunas asimilables a la Zona Centroibérica, aunque con variaciones respecto al Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico que se pueden explicar por estar en una zona marginal de la plataforma paleozoica. Esto implica que el límite entre la ZCI y la ZOM no es una estructura simple sino una zona de transición, estructurada posteriormente por la Orogenia Varisca.

2.2.1 Neoproterozoico-¿Cámbrico inferior?

En el borde meridional de la Zona Centroibérica, al sur del batolito de Los Pedroches, la sucesión del Neoproterozoico-Cámbrico in-

ferior tiene muchas similitudes con la de la Zona de Ossa-Morena (Rodríguez Alonso *et al.*, 2004).

2.2.1.1 Serie Negra (16). Neoproterozoico-Ediacárico

Las rocas más antiguas que afloran en el DOV, en el área de la Hoja, corresponden a la denominada Serie Negra (Carvalhosa, 1965) que es una formación característica de la ZOM y aflora extensamente en el núcleo del Antiforme de Olivenza-Monesterio. En esa zona, Eguíluz (1987) diferencia dos unidades, una inferior, Sucesión Montemolín, constituida por filitas, esquistos grafitos y metagrauvacas, con niveles de cuarcitas negras, mármoles (en menor proporción), y frecuentes paquetes de anfibolitas hacia techo. Y a techo, la Sucesión Tentudía con litologías semejantes pero con menos anfibolitas y menos metamorfismo.

Se observan en dos pequeños afloramientos del sector SO de la Hoja, en la proximidad de la desembocadura del Río Arenoso en el Guadalquivir, dentro de las Unidades Alóctonas, estando constituida por metavulcanitas, esquistos cloríticos y micaesquistos con niveles carbonatados locales.

Las rocas pelíticas están constituidas por cuarzo, plagioclasa, mica blanca, clorita, biotita y ocasionalmente granate (Martínez Poyatos, 1997).

En cuanto a su espesor, no se puede estimar, puesto que no aflora su muro. Martínez Poyatos (1997) a partir de cortes geológicos estima una potencia mínima de 1.500 a 2.000 m, para este sector de la Zona Centroibérica, mientras que Expósito (2000) en el Antiforme de Olivenza-Monesterio, ya en la ZOM, cita espesores de 3.500 m.

La edad de estas rocas no se conoce con precisión, habiéndose atribuido al Rifeense medio-superior (Chacón, 1979; Chacón *et al.*, 1984), al Rifeense-Vendiente (Quesada *et al.*, 1990; Vidal *et al.*, 1994 a; Martínez Poyatos, 1997) o Vendiente-Cámbrico inferior (Schäfer *et al.*, 1993; Vidal *et al.*, 1994 b). Una datación mediante el método K-Ar sobre porfiroclastos de feldespato potásico de ortogneises intrusivos en la Serie Negra, ha aportado una edad de 595 ± 30 Ma (Bellon *et al.*, 1979). Recientemente, se ha datado mediante el método de U/Pb TIMS el Granito de Valsequillo, intrusivo en la Serie Negra, habiendo dado una edad de $587,3 \pm 2,3$ Ma (Valverde Vaquero *et al.*, enviado). Esta datación implica que la edad de la Serie Negra encajante, afectada por metamorfismo de contacto, estaría al menos en el Ediacárico inferior (Vendiente inferior) o límite Ediacárico-Criogénico (Vendiente-Rifeense), según la International Chronostratigraphic Chart de la IUGS (Cohen *et al.*, 2012).

2.2.1.2 Grupo Malcincinado (17). Ediacárico-¿Cámbrico inferior?

Fue definido como Grupo Malcincinado por Fricke (1941) en la Zona de Ossa-Morena, donde se apoya mediante una discordancia considerada de carácter regional sobre la Serie Negra (Eguíluz, 1987; Quesada *et al.*, 1990). Ha recibido varias denominaciones locales pero se ha impuesto el nombre incluso en este sector meridional de la Zona Centroibérica (Sánchez-Carretero *et al.*, 1990). Azor *et al.* (1992 b) ponen de manifiesto la existencia de una discordancia angular entre la Serie Negra y el Grupo Malcincinado, suprayacente, en la localidad de Hornachos (en la vecina Hoja 1:200.000 de Pozoblanco). Aflora tanto en las Unidades Alóctonas, como en la Unidad Paraautóctona del Dominio Obejo-Valsequillo de la ZCI.

En general, se trata de un complejo vulcanosedimentario con plutonismo asociado y litologías muy variadas. Predominan las rocas

volcánicas sobre las detríticas (Martínez Poyatos, 1997); Las rocas volcánicas son basaltos, basaltos andesíticos, andesitas dacitas y riolitas; tanto de carácter lávico, como volcanoclástico. Las rocas detríticas son pizarras verdes, filitas, cuarzoesquistos, arcosas, grauvacas y conglomerados con cantos de cuarcitas negras y de rocas volcánicas.

Quesada *et al.* (1990) interpretan esta serie como depósitos marinos someros, en los que se intercalan niveles turbidíticos y coladas piroclásticas.

En relación, tanto espacial como genética, con este conjunto volcanosedimentario (Sánchez Carretero *et al.*, 1989; Martínez Poyatos, 1997) se observan una serie de cuerpos plutónicos intrusivos de emplazamiento somero, cuya composición varía entre granitos y gabros, predominando los términos intermedios (Quesada *et al.*, 1990). Estos cuerpos se han observado en el Dominio Obejo-Valsequillo de la ZCI, tanto en la Unidad Paraautóctona como en la Unidades Alóctonas (granitoide de El Escrivano, Palomas, Higuera de La Serena, Trujillanos-Valverde de Mérida y Aljucén, entre otros).

En el área de la Hoja solamente se han observado materiales del Grupo Malcycinado en la esquina SO de la misma, unos 2Km al NNE de Adamuz, constituidos por areniscas y rocas vulcanoclásticas ácidas con intercalaciones de rocas ígneas intermedias a básicas, microporfídicas, foliadas, oscuras.

El espesor de esta formación, regionalmente es muy variable, debido a su carácter volcanosedimentario, habiéndose cifrado por Martínez Poyatos (1997) para este sector de la Zona Centroibérica en igual o menor de 1000 m, si bien, en áreas con abundancia de granitoide intercalados, podría superar este valor.

Su edad no se conoce con precisión, ya que los datos paleontológicos son escasos y de poco valor cronoestratigráfico. La edad de esta formación estaría comprendida según Martínez Poyatos (1997) entre el Vendiente superior (Ediacárico superior) y el Cámbrico inferior (o más bien el Cámbrico inferior basal), basándose en la edad Cámbrico inferior datado de la suprayacente Fm Torreárboles; en que la presencia de microfósiles de pared orgánica y de otras cianobacterias (Liñán y Palacios, 1983; Liñán, 1984) es, según Quesada *et al.* (1990), característica del Vendiente medio-superior, y en las edades absolutas existentes para algunas rocas ígneas de esta formación, tanto en este sector de la ZCI como en la ZOM. Así se han obtenido edades, por el método de U-Pb sobre circones, de 585 ± 5 Ma (Schäfer, 1990), una edad U-Pb SHRIMP en circones de 552 ± 10 Ma (Ordóñez Casado, 1998) para el granitoide de Ahillones y una edad por el método de U-Pb sobre circones de 543.7 ± 5.7 - 4.7 Ma para el granitoide del Mosquil (Ochsner, 1993), así como 522 ± 8 Ma mediante U-Pb SHRIMP (Ordóñez Casado, 1998) en tobas pertenecientes a esta formación, ambos situados en la ZOM. Por otra parte, en el Dominio Obejo-Valsequillo de la ZCI, Martínez Poyatos (1997) obtiene edades, por el método de Rb-Sr sobre roca total, de 534 ± 83 Ma para las tobas andesíticas de Puebla de la Reina y de 576 ± 86 y 532 ± 180 Ma para el granitoide de Palomas. Recientemente ha sido datado, por el método U/Pb, el granitoide de El Escrivano (Eguíluz *et al.*, 2013) en 539 ± 3 Ma.

2.2.2 Cámbrico

La sucesión comienza con arcosas y grauvacas arcósticas con niveles de conglomerados y microconglomerados en la base, que se apoyan discordantemente sobre la Formación Malcycinado, equivalente a la Formación Torreárboles de la ZOM, y continúa con una alternancia rítmica de pizarras y areniscas (Formación Azuaga).

2.2.2.1 Arcosas con niveles decimétricos de conglomerados y microconglomerados hacia la base. "Fm Torreárboles" (18). Cámbrico inferior

Esta formación es la unidad basal del Cámbrico, tanto en la ZOM como en las unidades Alóctonas y Paraautóctona del DOV, mostrando su mayor espesor en la ZOM, donde puede alcanzar los 1.000m. Se correlaciona con la Secuencia Detritica Inferior de Vegas (1971) y Eguíluz *et al.* (1997). Fue definida por Liñán (1974, 1978) en la Sierra de Córdoba, situándose sobre el Grupo Malcycinado mediante contacto discordante.

En la Hoja aflora en su sector SO, al sur del Culm de Los Pedroches y está constituida principalmente por arcosas y cuarcitas feldespáticas blancas a gris claras de aspecto masivo, que hacia la base contienen niveles decimétricos de conglomerados y microconglomerados con cantos redondeados de pizarras negras, cuarcitas negras, cuarcitas blancas, cuarzo, feldespato y granitoide aplítico, de tamaño entre 3mm y 5cm, que provienen tanto del Grupo Malcycinado como de la Serie Negra.

La composición de las rocas es de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y mica blanca; en una matriz cuarzo feldespática con circón turmalina, esfena y opacos. Son frecuentes los fragmentos de rocas a menudo de origen volcánico.

Su potencia media en este sector de la ZCI es de unos 250 m (Martínez Poyatos, 1997).

Su edad ha sido establecida por correlación con afloramientos de la ZOM, como Cámbrico inferior bajo (Cordubense) a partir de su amplio contenido en icnofauna por diversos autores (Fedonkin *et al.*, 1983; Liñán 1984; Liñán *et al.*, 1993) y se correlaciona con las areniscas de Azorejo de los Montes de Toledo (Rodríguez Alonso *et al.*, 2004). Algunos autores han propuesto que el límite Precámbrico-Cámbrico se sitúe en la discordancia de la base (Fedonkin *et al.*, 1983; Liñán, 1984; Liñán y Quesada, 1990); pero puede que el techo del Grupo Malcycinado sea ya Cámbrico.

2.2.2.2 Formación Azuaga (19). Cámbrico inferior-medio

Esta es una de las formaciones más características de este sector del Macizo Ibérico, aflora con gran extensión al Sur de Azuaga en el Dominio de Sierra Albarrana de Delgado-Quesada *et al.* (1977). Fue asignada al Precámbrico por primera vez por Vegas (1970) y definida como Formación Azuaga por Delgado-Quesada (1971), con la misma edad. En el sector de Espiel-Adamuz-Montoro de las Unidades Alóctonas del Dominio Obejo-Valsequillo, al que pertenecen los afloramientos existentes en el sector SO de esta Hoja, esta formación se apoya concordantemente sobre la Fm Torreárboles.

Se caracteriza por su carácter detrítico siliciclástico y alternancia rítmica a todas las escalas, estimándose un espesor de 3.000-4.000 m (Azor, 1994). Se presenta como una alternancia de niveles de metaareniscas con frecuentes estructuras sedimentarias, y pizarras con laminaciones paralelas arenosas, que le dan un aspecto muy característico.

Según Borrero *et al.* (1984) el medio sedimentario es de plataforma abierta dominada por tormentas y con una notable subsidencia para explicar su espesor.

Su edad ha sido objeto de controversia oscilando según los autores desde el Precámbrico al Ordovícico. Se ha encontrado en la ZOM (al norte de Córdoba) fauna de trilobites de edad Cámbrico inferior-medio (Liñán, 1978; Liñán y Quesada, 1990).

Recientemente se han analizado rocas correlacionables con las de esta formación en las Unidades Alóctonas del Dominio Obejo-Valsequillo de la ZCI, cuya edad había sido atribuida al Precámbrico-Ordovícico por Apalategui *et al.* (1985 a, b, d y e) y al Ordovícico por Martínez Poyatos (1997), habiendo proporcionado una fábrica fácilmente comparable con la de otras rocas Cárnicas bioturbadas de la Zona de Ossa-Morena (Jensen *et al.*, 2004).

2.2.3 Silúrico superior-Devónico

No se han observado en el área de esta Hoja, afloramientos de la unidad de ampelitas con graptolitos, pizarras y calizas negras en facies de "calizas de *Cardiola interrupta*" (Pardo Alonso, 1997) encontradas en la vecina Hoja 1:200.000 de Pozoblanco (Matas y Martín Parra., 2015), faltando por causas tectónicas o por la discordancia de base del Devónico.

2.2.3.1 Pizarras con intercalación de areniscas a techo (21). *Ludlow-Lochkoviense*

Afloran únicamente en el sector del Dominio Obejo-Valsequillo situado al Norte del Batolito de Los Pedroches, en la base del bloque de techo de la Falla Puente Génave-Castelo de Vide, siendo los materiales más antiguos aflorantes, en contacto tectónico con las ampelitas con graptolitos de la Fm Guadarranquejo del Dominio Lusitano-Alcúdico (o del Complejo Esquisto-Grauváquico), que pueden estar afectadas por metamorfismo de contacto, con desarrollo de cristales de quiatostolita, del bloque de muro. Tienen similitudes con los del Grupo Cerro Escudero del DCEG.

Se observan en el sector oriental del área de estudio, al O de El Centenillo y sobre todo al E del Río Despeñaperros, estando constituidas por una alternancia de pizarras satinadas plateadas a amarillo y salmón con niveles de 1 a 20cm de cuarcitas grises laminadas, con laminaciones cruzadas muy finas y riples. En algunos lugares como el Cerro Rastroncil y al N y O del Cerro de San Pablo, se observa una intercalación cuarcítica que puede alcanzar 30 o más metros de espesor, de tonos blanco-grisáceos, a veces masivas y a veces tableadas en bancos de 30 a 50cm, que pueden tener riples a techo. Recuerda a la Fm Doradillo intercalada en Grupo Cerro Escudero del DCEG y el tramo inferior a las Alternancias Malva del mismo.

El conjunto constituye una megasecuencia negativa, como resultado de la progradación de ambientes de plataforma interna sobre los de plataforma externa-talud (Lillo *et al.*, 1998 a).

Su espesor no es posible de determinar, ya que su contacto basal es tectónico, llegando a suprimir todo el tramo inferior por debajo de la intercalación de cuarcitas (al S del Cerro de Martín Amigo y Cerro Rastroncil).

No existen datos paleontológicos determinantes por lo cual la datación se ha establecido por correlación regional con el Grupo Cerro Escudero, con el cual tiene similitudes, y abarcaría desde el Wenlock hasta el Lochkoviense.

2.2.3.2 Cuarcitas y alternancias de pizarras y cuarcitas (22). *Ludlow-Devónico inferior*

Sobre la sucesión anterior, en el sector del cerro de San Pablo-La Alcolehuella (Hoja de Santisteban del Puerto), se apoya un tramo cuarcítico de 20 a 30m de espesor, equivalente a la Fm Cerro Risquillo y sobre este una alternancia de pizarras, areniscas y cuarcitas ferruginosas, equivalentes a la Fm Herrera del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico.

Más al O, en la Hoja de Solana del Pino sobre las pizarras ampoléticas de la Fm Guadarranquejo se apoyan tectónicamente y de manera discontinua unas cuarcitas de menos de 25 m de espesor, que han sido correlacionadas con la Cuarcita de Base del Sinclinal de Almadén por (Ramírez *et al.*, 1998), si bien no se han localizado restos fósiles. Una situación similar ocurre en la Hoja de Fuencaliente, si bien aquí las cuarcitas pueden alcanzar los 100 m, y en algunos cortes se citan hasta 175 m de alternancias de ortocuarcitas grises y blancas, areniscas finas pardo-rojizas y ocres, ricas en moscovita; y pizarras pardas con lechos de moscovita, cuya edad es dudosa (Palero y Delgado-Quesada, 2008).

Por encima de estas cuarcitas situadas en la base, aflora una alternancia de pizarras y areniscas en bancos de entre 2 y 10cm muy bioturbadas, con intercalaciones de niveles de hasta 2m de espesor de cuarcitas en bancos de 15 a 40cm, a veces con aspecto noduloso.

Según Pardo Alonso (1997), contrasta con lo que sucede en el entorno de Almadén (DCEG), el gran desarrollo que alcanzan los niveles arenoso-cuarcíticos y la escasez de niveles fosilíferos en este sector; apareciendo los más bajos en la Cuarcita Superior de los "estratos de San Pablo" en el Río Guadalmena (Kettell, 1968) o en el Cerro de San Pablo (Butenweg, 1968), donde se ha encontrado una asociación de fósiles de edad Pragiense no existente en el Área de Almadén.

2.2.3.3 Cuarcitas (20). *Devónico inferior*

Se encuentran en un pequeño afloramiento situado unos 5km al E de Montoro en el sector SO de la Hoja rodeado por materiales del Trias, incluido en las Unidades Alóctonas del Dominio de Obejo-Valsequillo.

Está constituido por cuarcitas grises en fresco y tonos de alteración crema-rojizos, a veces algo brechificadas y débilmente foliadas.

No se tienen datos paleontológicos, habiendo sido atribuidas al Devónico inferior por correlación con la vecina Hoja de Pozoblanco.

2.2.3.4 Cuarcitas y areniscas ferruginosas con lumaquelas, alternancia de cuarcitas, areniscas y pizarras (23). *Devónico superior*

El Devónico Superior, en el 200.000 de Linares, está representado sólo en la Unidad Paraautóctona del DOV, al N del Culm de Los Pedroches, a techo de la Falla de Puente Génave-Castelo de Vide, en algunos afloramientos aislados al E de El Centenillo.

Al NO de Las Navas de Tolosa y apoyándose sobre las pizarras grafitosas con graptolitos del Silúrico mediante un contacto tectónico, afloran pizarras arenosas (Esquistos de La Aquisgrana) inmediatamente bajo un nivel de cuarcitas (Cuarcitas Campana, Peran y Tamain, 1967). Este nivel pizarroso ha proporcionado ostrácodos de edad Fameniense tardío (Charpentier *et al.*, 1977).

Más al E, en el sector Cortijo de La Alcolehuella-Cerro de San Pablo (al N de la Hoja de Santisteban del Puerto), afloran cuarcitas grises enrojecidas y areniscas ferruginosas oquerosas con porosidad moldar de braquiopodos sobre las que se apoyan pizarras amarillo-salmón a rojizas.

Se interpreta que estos materiales se depositaron en un medio marino, de plataforma interna/proximal, representado una secuencia de somerización con las unidades infrayacentes (Lillo *et al.*, 1998 a).

Butenweg (1968) y Tamain (1972) citan la existencia de niveles fosilíferos que atribuyen al Frasniano. La fauna clasificada por Butenweg (1968) procede del yacimiento de "La Alcolehuela" e incluye braquiópodos, Tentaculites sp., tallos de crinoideos, briozoos, y bivalvos indeterminados, de edad Frasniana inferior o inferior-medio. La revisión del yacimiento (Lillo et al., 1998 a), confirmó la presencia de los braquiópodos: *Apousiella almadenensis* (Pardo y García-Alcalde), A. cf. *dorlodoti* (Rigaux), *Douvillina alvarezi* (Pardo y García-Alcalde), *Productella subaculeata* (Murchison), *Ripidiorhynchus* cf. *ferquensis* (Gosselet), *Cyrtospirifer* cf. *archiaci* (Murchison), C. cf. *almadenensis* (Paeckelman) y *Cyrtospirifer* sp., junto a restos indeterminables de briozoos, bivalvos, trilobites, tentaculítidos y placas columnares de crinoideos. La edad de la asociación es Frasniana, equivalente a la Biozona de *A. almadenensis* de braquiópodos, que probablemente se correlaciona con la Biozona de *Palmatolepis punctata* de conodontos. Ello hace posible correlacionar también estos materiales con el Complejo Vulcanosedimentario de Almadén o la Fm Tres Mojones de otras áreas surcentroibéricas (Pardo y García Alcalde, 1996).

Esta unidad superior podría correlacionarse también con el Mb Puerto del Ciervo de la Fm Valmayor, pudiendo englobar también a términos equivalentes a la Fm Abulágar y parte basal de la Fm Valmayor (Pardo Alonso, 1997).

2.2.3.5 Cuarcitas, areniscas y pizarras de Cabeza Parda (24). Silúrico superior-Devónico

Con esta denominación se hace referencia a una serie detrítica, constituida por una alternancia de areniscas, cuarcitas y pizarras, que aflora en la Hoja de La Virgen de La Cabeza y da lugar a un fuerte relieve (Cabezaparda). Los contactos de esta serie con el "culm" son tectónicos; el meridional se concreta en una banda de cizalla hectométrica que va cortando niveles en la serie. La septentrional es una fractura bien expuesta en las orillas del embalse del Jándula. La serie aflora en un anticlinal que cierra pericinalmente en el cerro Cabezaparda y hacia el oeste se prolonga entre fracturas hasta el cerro Rosalejo.

Las areniscas tienen tonos de blancos-grisáceos a rojizo-amarillentos y muestran a menudo finas laminaciones pizarrosas milimétricas. Contienen estructuras canalizadas, los estratos, decimétricos, tienen corridas decamétricas relevándose con otros de igual características. Todas tienen estructuras sedimentarias de muro y laminaciones cruzadas, algunas con fuerte ángulo.

Las cuarcitas muestran en general tonos claros, blancos algo grisáceos a beiges, y a menudo tonos rojizos, si bien en el extremo E del afloramiento aflora un nivel de cuarcitas gris oscuras a negras que alcanzan los 50m. Se presentan en niveles centimétricos a métricos, pero pueden llegar a alcanzar 10m e incluso 50m.

Las pizarras, son grises con tonos asalmonados a rojizos y verde amarillentos. En algún caso son negras satinadas. Se observan a menudo laminaciones arenosas milimétricas paralelas. Localmente, en paquetes laminados, se han observado *slumping*. Así mismo en niveles pizarrosos con intercalaciones de cuerpos lenticulares cuarcíticos se han observado *hummockies*.

En varios tramos de la serie los estratos de arenisa se amalgaman y dan lugar a paquetes cuarcíticos de espesor pluridecamétrico, en los que se siguen observando las estructuras sedimentarias aunque con niveles masivos.

Se ha observado también algún nivel intercalado de areniscas cuarzofeldespáticas, que al microscopio parece vulcanosedimentario con algún fragmento de vidrio incluido.

Las cuarcitas están constituidas por cuarzo con proporciones menores de moscovita y biotita y en proporciones accesoriales minerales opacos, circón, rutilo y turmalina.

Las areniscas muestran como mineralogía principal cuarzo, sericita/moscovita y óxidos de hierro, si bien en algunas areniscas con componente vulcanosedimentario se observa plagioclasa y a veces feldespato potásico, así como algún fragmento de posible vidrio volcánico ácido. Como mineralogía accesoria se ha observado minerales opacos, turmalina, circón y rutilo.

Los términos pizarrosos y limolíticos están constituidos principalmente por sericita, óxidos de hierro y proporciones variables de cuarzo. Como mineralogía accesoria contienen minerales opacos.

Es característica la presencia de intensa bioturbación en toda la serie, observándose *skolithos* verticales en las pizarras, con frecuencia deformados, y *burrows* en las areniscas. Se han podido identificar *Planolites*, *Treptichnus* y *Rosselia* (Gutierrez-Marco, com. pers.). Por otra parte, se ha observado en una muestra de pizarra limolítica, al microscopio, la presencia de posibles briozoos, placas de equinodermos y algún gasterópodo (Granados, com. pers.).

Una posible reconstrucción de la serie daría un paquete basal de cuarcitas de grano grueso blancas, con paquetes ferruginosos de unos 20m de espesor, una alternancia de areniscas y pizarras con algunos tramos cuarcíticos métricos de hasta 400m de potencia. La serie culmina con un nivel con predominio de cuarcitas blancas. Y a techo aparece un tramo de 40-50m de cuarcitas negras-grises en estratos decimétricos.

Se trata de una serie de plataforma somera batida por el oleaje, cuyas características apuntan a que pertenezca al Devónico. No obstante, los icnofósiles así como los microfósiles encontrados, no permiten su datación, por lo cual, y debido a su posición estratigráfica (por debajo de un tramo con pizarras grafitosas con intercalaciones de sills de metabasitas de la base del Carbonífero inferior), se les ha atribuido una edad Silúrico superior-Devónico superior.

2.2.4 Depósitos sinorogénicos tardivariscos. Misisipiense (Carbonífero inferior)

A escala regional, los materiales sinorogénicos variscos abarcan un conjunto de sedimentos marino continental, de edad Misisipiense a Pensilvaniense inferior, afectados de forma diferente por las últimas etapas de deformación variscas.

Estos materiales se encuentran en sinclinales, tradicionalmente llamados Cuencas, aunque es posible que existiera continuidad entre ellos, formando una cuenca marina única, como fue indicado por Gabaldón et al. (1983). Esta cuenca marina correspondería al margen septentrional de un umbral emergido, situado en la actual Zona de Ossa-Morena, que la separaría de la cuenca marina de la Zona Surportuguesa.

Para Quesada et al. (1990), los materiales representados en la Hoja de Linares, pertenecientes a la Cuenca de Guadiato-Pedroches, formarían una serie de antepaís del Carbonífero inferior formada por sedimentos marinos.

Martínez Poyatos (1997) propone que la cuenca carbonífera de Guadiato-Pedroches es el resultado de un colapso extensional que se produce en la cadena, inmediatamente después del acortamiento inicial. La cuenca está relacionada con la Falla de Matachel, con dirección NO-SE. La parte SO de la cuenca estaría

representada por los afloramientos de Benajarafe y Guadiato, con facies costeras relacionadas con un área emergida situada al SO. El afloramiento de Los Pedroches representa la sedimentación de mar abierto. Y el borde NE de la cuenca estaría sobre la ZCI, actualmente erosionado. Las edades de estos sedimentos van desde el Tournaisiense superior hasta el Serpukhoviense (Namuriense inferior) y posiblemente el Bashkiriense basal. Durante el Viseense superior-Bashkiriense basal el área de Los Pedroches sigue subsidiendo mientras que en el borde SO de la cuenca se produce un episodio compresivo con desarrollo de cabalgamientos y pliegues con vergencia NE, cuyos avances producen cuencas de *piggy-back* con sedimentos que evolucionan hacia facies más someras (parálicas y límnicas).

Es importante resaltar que, durante el Carbonífero inferior se produce un importante magmatismo concentrado en el borde meridional de la cuenca con profusión de rocas básicas, que aflora también inmediatamente al N del Batolito de Los Pedroches (al N de la Virgen de la Cabeza).

En el área de estudio se han separado las siguientes unidades.

2.2.4.1 *Pizarras negras y areniscas (38) con coladas y sills basálticos (38a). Culm de Varas-Guadalbarbo. Tournaisiense-Viseense.*

En la vecina Hoja 1:200.000 de Pozoblanco (Matas y Martín Parra, 2015.), bajo el cabalgamiento de la Unidades Alóctonas y en aparente concordancia sobre los materiales devónicos de la Unidad Autóctona del Dominio de Obejo-Valsequillo de la ZCI, aflora una serie carbonífera que se caracteriza por la gran cantidad de rocas volcánicas subvolcánicas básicas (andesitas y diabásas), intercaladas entre lutitas negras, paquetes de grauvacas y algún lentejón de calizas.

En el área de la Hoja de Linares se encuentra situada en dos afloramientos: uno pequeño situado en el borde O de la misma, al Sur del Culm de Los Pedroches (Hoja 1:50.000 de Montoro) y otro mayor situado en el encajante N del Batolito de Los Pedroches, en el flanco N del Anticlinal de Cabeza Parda (Hoja de Virgen de la Cabeza).

El afloramiento situado al S del Culm de Los Pedroches está constituido por pizarras con intercalaciones de cuarcitas y areniscas micáceas, y es continuación de un afloramiento mucho mayor representado en la Hoja de Pozoblanco (Matas y Martín Parra, 2015.), constituido por pizarras negras, areniscas y brechas, que intercalan coladas y sills basálticos interpretados como espilitas y rocas espilitizadas.

El afloramiento del flanco N del Anticlinal de Cabeza Parda, está constituido por pizarras negras algo grafitosas (que en el sector que está en contacto con el batolito contienen andalucita de contacto) en las que se intercalan cuerpos de metadiabásas a metadioritas, probablemente sills, de textura granular, de tonos verdes oscuros a negros, constituidas por plagioclasa y anfíbol, que dan morfologías en bolos.

Al microscopio, las pizarras están constituidas principalmente por moscovita y grafito, y biotita y andalucita debidas a la recristalización de contacto. Como minerales accesorios se observan minerales opacos y algún circón. Las litologías de metadiabásas a metadioritas están constituidas principalmente por plagioclasa y anfíbol verde, observándose en algunos casos clinopiroxeno incluido en anfíbol. Debido a la recristalización de contacto, se observa un anfíbol actinolítico idiomálico desorientado, así como plagioclasa poiquiloblástica que incluye agujas de apatito

y anfíbol verde. En proporciones accesorias contienen minerales opacos, apatito y epidota/clinozoisita. Ha sufrido una fuerte recristalización metamórfica en condiciones de las anfibolitas. Un análisis químico realizado sobre uno de estos cuerpos pone de manifiesto que el protolito era de composición basáltica de características transicionales entre N-MORB y E-MORB, cuyos datos serán detallados en el capítulo de Geoquímica. Armendáriz *et al.* (2008) citan que la composición de elementos mayores, revela un carácter tolético y tolético transicional para las rocas máficas de la unidad del Guadalbarbo (tipo MORB).

Apalategui *et al.* (1985a) por correlación con otras cuencas le atribuyen una edad Viseense medio-superior, sin embargo, en base a muestras tomadas durante la realización de la Hoja de Pozoblanco (Matas y Martín Parra, 2015.), para su estudio paleontológico, se ha datado como comprendidas entre Tournaisiense inferior (no más alto ($Tn2/Tn3$) y el Viseense medio-superior (Asbiense, biozona NM).

2.2.4.2 *Pizarras y areniscas con olistolitos paleozoicos (39). Serpukhoviense-Bashkiriense?*

Se trata de una sucesión que es continuación cartográfica de una sucesión sinorogénica de tipo flysch con olistolitos fosilíferos derivados de diferentes formaciones del Ordovícico, Silúrico, Devónico y Viseense, constituyendo un olistostroma con megaolistolitos en los que está representado todo el Paleozoico inferior, como ya fue puesto de manifiesto por Gutierrez-Marco *et al.* (1987) que citaron fauna del Ordovícico. Ha sido caracterizada en el Sinclinal del Kilva, en la vecina Hoja de Pozoblanco y se extiende al ONO y al ESE (Matas *et al.*, 2007), pasando a la Hoja de Linares en su sector SO (Hoja 1:50.000 de Montoro).

En el área de la Hoja de Linares, está constituida por lutitas grises con proporción variable de cantos, desde dispersos a frecuentes, de tamaño comprendido entre 1 y 50cm en general, de litologías variadas, constituidos por areniscas, cuarcitas, calizas y pizarras. Se observan tramos con olistolitos de gran tamaño, que pueden alcanzar dimensiones hectométricas (que incluso han sido canterados en el caso de calizas). Se han encontrado olistolitos de calizas grises con foraminíferos (fusulínidos), briozos, equinodermos y crinoideos de edad Viseense a Namuriense A (Armengot *et al.*, 1973), así como de pizarras, areniscas y cuarcitas; algunos de los cuales pertenecen a las Fms Torreárboles y Azuaga y tienen entidad cartografiable. Se ha cartografiado también un olistolito de basaltos del Culm de Varas-Guadalbarbo. Afloran también brechas sedimentarias con matriz de pizarrosa y cantos angulosos de pizarras con laminaciones, areniscas y cuarcitas de la Fm Azuaga; y otras con matriz calcodolomítica y cantos de lutitas y calizas. Finalmente, se han observado también conglomerados matrizsoportados a clastosoportados, de cantos de cantos angulosos a subredondeados cuarcíticos o de areniscas de la Fm Torreárboles.

Las dataciones realizadas mediante foraminíferos por Cázaro y Rodríguez (1999a, b) y Cázaro *et al.* (2004), junto con las realizadas por Rodríguez González para la confección de la Hoja 1:200.000 de Pozoblanco (Matas y Martín Parra, en prep.) aportan una edad principalmente Serpukhoviense para este depósito.

Se sitúa sobre las Unidades Alóctonas del Dominio de Obejo-Valsequillo.

Los olistolitos pre-carboníferos fueron progresivamente incorporados a la sucesión Serpukhoviense desde los niveles estratigráficos más modernos a los más antiguos, dando lugar a una estratigrafía

invertida. Restos de la plataforma *in situ* que sirvió como fuente de los olistolitos, afloran más al O, en el sector de Villaharta (Hoja de Pozoblanco), también en las Unidades Alóctonas.

La existencia de olistolitos pre-Carboníferos en este sector apoya la existencia de un evento tectónico Serpukhoviense a lo largo del borde S de la Zona Centroibérica, que da lugar a la formación de cuencas sinorogénicas durante el cabalgamiento de la Unidad Alóctona sobre la Unidad Para-autóctona del Dominio de Obejo-Valsequillo de la ZCI.

2.2.4.3 Pizarras, grauvacas y conglomerados (40). Culm de Los Pedroches. Tournaisiense-Bashkiriense?

Dentro de esta Hoja se encuentra el mayor afloramiento carbonífero de la Zona Centroibérica. Es una banda de unos 40 Km. de anchura, que con dirección NO-SE, va desde Monterrubio de la Serena hasta el valle del Guadalquivir, en cuya parte central intruye el batolito de Los Pedroches. Tradicionalmente se ha aceptado que estos materiales están ordenados en facies *Culm* (Mallada, 1898).

Las rocas del Carbonífero inferior en facies "Culm" de Los Pedroches se corresponden con los "Estratos Campana" de Henke (1926). Tamain (1972) incluye estos, junto con la "Cuarcita Campana" de Peran y Tamain (1967), en lo que denominó "Formación Campana", aunque esas cuarcitas corresponden a los términos cuarcíticos más altos de la sucesión devónica, ya que se apoyan sobre las denominadas "Pizarras Aquisgrana" de edad Fameniense superior (Charpentier et al., 1977; Pardo Alonso y García Alcalde, 1996).

Se extienden a ambos lados del batolito desde el S de Puente de Génave por el E, hasta los alrededores de Monterrubio de La Serena, por el O. Almela et al. (1962) consideraban que el Culm de Los Pedroches se extiende hacia el norte y noroeste hasta el Sinclinal de Guadalméz y hasta el sinclinal de la Codosera y la Sierra de San Pedro respectivamente.

Son una monótona alternancia de pizarras y areniscas grauváquicas con ocasionales lentejones intercalados de conglomerados. Hacia la base, en el sector situado al S del batolito, existen intercalaciones de calizas. Esta secuencia es muy potente, Martínez Poyatos (1997) a partir de cortes estructurales, estima espesores de más de 6.000 m.

En el sector N de la cuenca de Los Pedroches predomina una monótona alternancia de pizarras negras, areniscas impuras, grauvacas y lentejones intercalados de conglomerados polimíticos, con algún nivel de pizarras violáceas de carácter cinerítico que intercalan tobas ácidas así como algún paquete de areniscas feldespáticas volcanoclásticas con porfirolastos milimétricos de cuarzo volcánico (Hoja de Virgen de la Cabeza). También se ha observado algún sill de diabasas muy alterado intercalado.

Las pizarras muestran tonos grises a negros y en ocasiones presentan laminaciones arenosas o limolíticas milimétricas. Al microscopio están constituidas principalmente por mica blanca y en menor proporción cuarzo. En algunos casos es abundante la materia grafítica y en otros se observa cloritoide muy fino desorientado (Hoja de Santisteban del Puerto). Como minerales accesorios contiene principalmente minerales opacos.

Las areniscas pueden aparecer como alternancias rítmicas de niveles de 1 a 10cm de areniscas grises alternando con pizarras con laminación paralela o como niveles de 10 a 50cm de areniscas finas grises con delgadas pasadas pizarrosas que muestran laminaciones

cruzadas de bajo ángulo a gran escala y en ocasiones riples de oscilación y estratificación *flaser* (Palero y Delgado-Quesada, 2008; Ramírez et al., 1998).

En lámina delgada, los términos areniscosos se clasifican como metaarcosas a metasublarenitas, de marcado carácter polimítico y escasa selección, donde abundan los granos de cuarzo (monocristalinos, policristalinos y chert), además de fragmentos de roca sedimentaria, fragmentos de roca volcánica (escasos, con una fuerte recristalización), fragmentos de roca metamórfica, granos de feldespato potásico, plagioclase, moscovita, biotita, clorita, opacos, matriz arcillosa, turmalina, etc. (Lillo et al., 1998 b).

Las grauvacas suelen tener grano grueso, tonos grises a gris-verdosos y se presentan en paquetes de 5cm a 2m, aunque ocasionalmente pueden alcanzar los 10m de espesor. Se observan granos de cuarzo, lítitas y feldespatos. A menudo pasan lateralmente a conglomerados. Con frecuencia tienen bases erosivas y cantos blandos lutíticos (Palero y Delgado-Quesada, 2008), que pueden llegar a alcanzar 7-8cm. Al microscopio, las grauvacas y la matriz grauváquica de los conglomerados está formada principalmente por granos de cuarzo, plagioclase, fragmentos de roca, moscovita y biotita detriticas, y en proporciones accesoriales minerales opacos, circón, turmalina y rutilo en una matriz (10-20%) eminentemente sericítica y rica en materia orgánica. Se ha observado un fragmento de cuarzo con *ribbons*.

Los conglomerados se presentan en paquetes que no suelen sobrepasar los 3-4m de potencia. Están constituidos por cantos redondeados de cuarzo, cuarcita, lítitas, feldespatos y rocas volcánicas y metamórficas, que no suelen superar los 10cm, en una matriz grauváquica (Palero y Delgado-Quesada, 2008). Pueden pasar de ser clastosportados a matrizsoportados y lateralmente a grauvacas. En la Hoja de Virgen de la Cabeza, se cita la existencia local de paquetes de conglomerados con clastos carbonatados, entre cuyos clastos, generalmente angulosos, son muy abundantes los fragmentos de fósiles (Larrea et al., 2013 a), que en la vecina Hoja 1:50.000 de Hinojosa del Duque han sido datados mediante conodontos como Viseense superior-Namuriense inferior (Rodríguez Pevida et al., 1990).

Una muestra tomada en un nivel de tobas ácidas en la Hoja de Virgen de la Cabeza muestra cuarzo con morfología volcánica, plagioclase idiomórfica, moscovita y feldespato potásico en una matriz silícea microcristalina. Como minerales accesorios tiene opacos, circón y apatito.

Se apoyan sobre materiales de distinta edad, desde el Fameniense-Frasniense (Devónico superior) llegando a estar directamente en contacto con las rocas del Silúrico, como en El Centenillo y al Sur de Santa Elena (entre otros lugares). Esta falta de parte o todo el Devónico, ha sido atribuida por algunos autores a la existencia de una discordancia entre el Carbonífero inferior y el Devónico (Butenweg, 1968; Orviz et al., 1976, Ríos Aragüés, 1977). No obstante, en buena parte del área de estudio, al N del Batolito de Los Pedroches, la desaparición de parte o la totalidad del Devónico, se debe a la existencia de un accidente extensional posterior a la intrusión del Plutón de Santa Elena con el bloque meridional hundido, denominado Zona de Cizalla Puente de Génave-Castelo de Vide (Martín Parra, 2003; Martín Parra et al., 2004, 2006).

En el sector S de la Cuenca de Los Pedroches, el Culm está formado por una potente y monótona serie detrítica compuesta por alternancias centimétricas y decimétricas de pizarras oscuras y areniscas grauváquicas, con algunos niveles de conglomerados, calizas y rocas volcánicas ácidas y básicas, más frecuentes hacia

la base, siendo en conjunto una ritmita de aspecto flyschoides (Matas y Martín Parra, 2015.).

El medio sedimentario de esta sucesión fue considerado como turbidítico de aguas profundas (Tomain, 1972; Leal Echevarría et al., 1976-en Palero y Delgado-Quesada, 2008; Pérez Lorente, 1979), sin embargo, estudios más recientes han puesto de manifiesto, en el sector S de la cuenca, la existencia de evidencias claras de ambientes relativamente someros, fundamentalmente *ripples* de oscilación y *hummocky cross-bedding*, por lo que probablemente la sedimentación tuviera lugar en una plataforma dominada por tormentas (Gabaldón et al., 1985).

Por otra parte, la falta de evidencias de retrabajamiento por oleaje de las facies Culm al norte del batolito, sugiere que su sedimentación tuvo lugar en ambientes relativamente profundos, por debajo del nivel de base del oleaje máximo, en contraste con las mismas facies situadas al sur del batolito (Larrea et al., 2013 b).

Carbonell (1926) y Henke (1926) pusieron de manifiesto por primera vez la edad Carbonífero inferior de toda la sucesión en facies "Culm" de Los Pedroches. Posteriormente, mediante asociaciones de flora y fauna diversos autores (Peran y Tomain, 1967; Tomain, 1972; Castelló y Orviz, 1976; García Alcalde et al., 1984; Rodríguez Pevida et al., 1990) le han atribuido una edad Tournaisiense superior a Namuriense inferior. Recientemente, mediante el estudio de asociaciones de palinomorfos, Rodríguez González (en Matas y Martín Parra, 2015. y en esta Hoja) amplían su rango de edad al intervalo comprendido entre el Tournaisiense inferior y Namuriense inferior (Serpukhoviense-¿Bashkiriense basal?).

En el sector N de la cuenca (al N del Batolito de Los Pedroches), su edad ha sido atribuida mediante asociaciones de flora y fauna (*Archaeocalamites* cf. *radiatus* Brongniart, *Posidonomia*, entre otras) al Tournaisiense superior – Namuriense inferior por diversos autores (Peran y Tomain, 1967; García Alcalde et al., 1984; Rodríguez Pevida et al., 1990). Orviz Castro et al. (1976) encuentran en el borde N del Culm en la Hoja de Santisteban del Puerto, *Naiadites* (?) sp., *Carbonicola* (?) sp.; *Nemistium* sp. (?); *Aulopara* sp. (?); *Orthis* sp. (?) y *Pseudoleptaena Distorta* (?) Sowerby, atribuyéndole una posible edad Viseense. Recientemente, Rodríguez González mediante estudios palinológicos, en muestras tomadas durante la realización de esta Hoja en la transversal Virgen de La Cabeza-Solana del Pino, ha puesto de manifiesto una edad para este sector, comprendida principalmente entre el Tournaisiense no más alto y el Namuriense inferior. En el extremo N de esta transversal se ponen en contacto materiales de edad mínima Viseense inferior sobre las pizarras ampelíticas silúricas, mediante el contacto tectónico antes mencionado (Zona de Cizalla PG-CV).

En el sector S de la cuenca, al S del Batolito de Los Pedroches, recientemente Rodríguez González en la vecina Hoja de Pozoblanco a escala 1:200.000 (en y Martín Parra, en prep.) mediante estudios de palinomorfos ha puesto de manifiesto la existencia de edades para la parte inferior de la sucesión en este sector del Culm de los Pedroches, comprendidas entre el Tournaisiense inferior (en algunos casos existen dudas sobre una posible edad Devónico más alto) y el Tournaisiense superior no más alto (Tn3b).

2.3 CARBONÍFERO POST-VARISCO

2.3.1 Conglomerados, areniscas, pizarras con niveles intercalados de carbón y cineritas (41). Pensilvaniense (Carbonífero superior)

En la Hoja de Linares existen dos pequeños afloramientos atribuidos al Carbonífero superior, situados ambos en el Dominio

del Complejo Esquisto-Grauváquico, al N de la ZC PG-CV. Están situados en la Hoja de Brazatortas al NO de Fuencaliente (Conglomerados de Mina Riquilla) y en la Cuenca de Puertollano (Ramírez et al., en prensa b).

La **Cuenca hullera de Puertollano** forma una cubeta sinclinal alargada de dirección aproximadamente E-O, casi totalmente cubierta por materiales recientes. La sucesión comienza por un conglomerado poligénico de cantos angulosos a subangulosos, predominantemente de ortocuarцитas, con abundante matriz arenosa, sobre el que se apoya una alternancia de paquetes de areniscas y pizarras, con microconglomerados, capas de carbón e intercalaciones de cineritas volcánicas (Ramírez et al., en prensa b). El medio de sedimentación de esta cuenca ha sido interpretado por Wagner (1983) como lacustre, con influencia fluvial y actividad volcánica sincrónica. Los abundantes restos fósiles vegetales que se encuentran tales como *Pecopteris*, *Annularia*, *Sigillaria*, *Sphenophyllum*, y *Neuropteris*, indican una edad Estefaniense (Wagner, op. cit.). La aparición ocasional de *Walchia piniformis* y *Callipteris conferta* parece indicar que parte de la serie podría alcanzar el Pérmico Inferior (Rosa et al., 1929).

Los **Conglomerados de Mina Riquilla** afloran formando una banda alargada de menos de 1 Km de anchura que está limitada por fallas de rumbo ONO-ESE, situada sobre materiales del Alcudiense inferior, en el núcleo del Anticlinal de Alcudia. Están constituidos por bloques y cantos mal clasificados de ortocuarцитas, conglomerados silíceos y, en los bordes, grauvañas (Ramírez et al., en prensa b), redondeados, con una matriz arenosa escasamente cementada. Se presentan estratificados y ligeramente plegados, buzando unos 10-15°. Estos materiales han sido interpretados como el relleno de un surco tectónico de tipo *pull-apart*, producido por el movimiento transcurrente sinistro del sistema de fracturas ONO-ESE que produce la falla de Fuencaliente (Ramírez et al., en prensa b).

Estos conglomerados muestran ciertas semejanzas con otros que afloran en el sinclinal de Almadén, que han sido considerados como carboníferos por García Sansegundo et al. (1987a) y, basándose en la presencia de restos de *Neuropteris*, datados como Westfaliense-Estefaniense Medio.

2.4 TRIÁSICO

Está bien representado entre Montoro y Andújar, entre las fosas de Bailén, La Carolina y Linares y especialmente al Norte del río Guadalimar.

Los sedimentos triásicos, en la Hoja 200.000 de Linares, están constituidos por un conjunto de materiales detríticos, conglomerados, areniscas y lutitas de intensa coloración rojiza y evaporíticos, discordantes sobre las rocas paleozoicas y plutónicas que constituyen el borde sur de la Meseta.

Ocupan dos sectores claramente diferenciados, por una parte los afloramientos de la zona de Montoro-Marmolejo (esquina suroeste de la Hoja) y por otra los de Bailén-Santisteban del Puerto (esquina sureste), que se asocian con el Trías de la Cobertura Tabular de la Meseta (López Garrido y Rodríguez Estrella, 1970), y a la Fm Chiclana del Segura (López Garrido, 1971).

Por otra parte, también las facies son diferentes en ambos sectores. Mientras en los primeros predominan las facies conglomeráticas y arenosas, en los segundos lo constituyen una alternancia de bancos de areniscas y lutitas rojas, con eventuales conglomerados hacia la base en niveles inferiores al metro de potencia.

En el sector más oriental (zona de Vilches-Santisteban de Puerto), el techo de la serie triásica presenta un carácter evaporítico, con ausencia de niveles carbonatados.

Los afloramientos del sector suroeste podrían pertenecer al denominado "Dominio continental", relacionado con sistemas aluviales y los del sector sureste al "Dominio Germánico", que se corresponde con una paleogeografía formada por amplias plataformas de transición de margen continental a medios marinos someros restringidos.

2.4.1 Conglomerados y areniscas rojas, localmente niveles de arcillas rojas (42). Triásico inferior

Esta unidad cartográfica aflora solamente en las Hojas 1:50.000 de Montoro (903) y Andújar (904), dispuesta en posición subhorizontal, discordante sobre distintos tramos del Paleozoico.

Está constituida por conglomerados rojos alternantes con arenas y arcillas también de color rojo. Los conglomerados presentan cantos muy redondeados de cuarcitas blancas, generalmente trabados por una matriz cuarcítica muy cementada; los estratos son de espesor decimétrico a métrico. Las arenas y las arcillas se intercalan con los anteriores en bancos de espesor decimétrico. La potencia del tramo no supera los 50 m, disminuyendo hacia el Este, siendo de 2-4 m en el sector de Bailén-Linares.

Se interpretan como facies proximales de un abanico aluvial, sobre las que se instalarían facies de llanura arenosa.

2.4.2 Alternancia de arenas y arcillas rojas (43). Triásico medio

Afloran sobre la secuencia anterior por toda la región meridional de la Hoja de Linares, desde Montoro hasta Santisteban del Puerto.

Se muestran en una sucesión alternante en la cual las intercalaciones de arcillas rojas son menos abundantes en el sector occidental, al contrario que ocurre en el sector oriental, que hay un predominio de arcillas rojas sobre arenas.

Se ordenan en estratos de espesor decimétrico a métrico, dentro de los cuales pueden observarse buenos ejemplos de estructuras de ordenamiento interno de tipo laminación cruzada, que le confiere a estas rocas gran vistosidad y son comunes las bases canalizadas cuando se apoyan sobre las arcillas.

2.4.3 Alternancia de arenas y arcillas rojas con yesos (44). Triásico superior

Afloran en la parte oriental de la Hoja, desde Linares hacia Villacarrillo.

En el sector del embalse de Giribaile, la unidad la constituye un potente conjunto de unos 70-80 m de arcillas y margas yesíferas de tonos abigarrados con niveles centimétricos de yesos laminados. Los cuerpos arenosos inferiores, cuando se encuentran en contacto con el substrato paleozoico, se hallan intensamente cementados por sílice y minerales ferruginosos que les confiere aspecto cuarcítico. Esta serie puede tener un máximo de unos 70-80 metros de potencia, que dan paso a la serie de dolomías de edad Jurásico.

En el sector de Linares y áreas adyacentes, hay predominio de arcillas rojas de carácter masivo, si bien eventualmente intercalan algunos niveles de espesor centimétrico de arenas rojas y hacia la base arenas microconglomeráticas, a veces con niveles

brechoides formados por cantos blandos. El resto de la serie es predominantemente lutítica y de colores rojizos, aunque a veces los hay crema y verdosos.

Esta secuencia se interpreta que puede estar en relación con depósitos de una llanura costera en clima árido con etapas de sedimentación de tipo *Sabkha*.

Todos los materiales triásicos descritos anteriormente pueden alcanzar una potencia del orden de 200 metros en la vertical de Jabalquinto, según se deduce de la información sísmica consultada del entorno del área de estudio.

2.5 JURÁSICO

El Jurásico de esta Hoja aflora en su esquina suroriental, conformando los relieves comprendidos entre Santisteban del Puerto y la Loma de Úbeda.

Los materiales jurásicos se disponen en paraconformidad, sobre las facies arcillo-yesíferas del techo del Triásico.

En cartografía se han identificado dos litofacies, una formada por dolomías y dolomías brechoides y otra constituida por arenas y limos dolomíticos con niveles de brechas dolomíticas.

2.5.1 Dolomías y dolomías brechoides (45). Jurásico inferior

Afloran en ambos márgenes del río Guadalimar y hacia la cola del embalse de Giribaile, introduciéndose bajo los terrenos del Mioceno superior de la Cuenca del Guadalquivir.

Estos materiales están constituidos por una serie carbonatada formada por dolomías parcialmente estratificadas, con evidentes procesos de brechificación y en ocasiones muy carstificadas. Cuando la roca está sana se pueden apreciar estructuras laminadas probablemente de origen algal y también laminaciones cruzadas asociadas a riples. Estos depósitos son de color gris-amarillento.

Esta sucesión podría ser equivalente con la descrita en la bibliografía como Unidad de Beas de Segura (López Garrido, 1971) o como Formación Imon (Goy y Yébenes, 1977). Hacia el techo de esta secuencia predominan las brechas calco-dolomíticas, carniolas y dolomías laminadas. Forman estratos de orden métrico con algún nivel brechoide de aspecto masivo hacia la base y a techo niveles laminados en relación con algas y estructuras de tipo *mud-craks*. Este tramo podría asociarse con la Formación Cortes de Tajuña (Goy y Yébenes, 1977).

Estos depósitos se interpretan que están asociados a una plataforma carbonatada bajo el influjo de las mareas (de supramareal a submareal).

2.5.2 Arenas y limos dolomíticos con niveles de brechas dolomíticas (46). Jurásico inferior

Afloran sobre los materiales descritos anteriormente y se distribuyen cartográficamente en la margen izquierda del río Guadalimar.

Este tramo litológico de unos 25-30 metros de potencia presenta una litología de arenas y limos con eventuales paquetes intercalados de brechas dolomíticas. Se ha optado por diferenciarlo cartográficamente por su entidad, si bien ha creado incertidumbre su separación ya que podría tratarse de un paquete fuertemente alterado por dolomitización primaria de la parte superior del tramo anterior.

No obstante, dicho tramo está bajo los sedimentos neógenos de la Cuenca del Guadalquivir, como así lo atestiguan las observaciones de superficie y los datos de algunos sondeos verificados.

2.6 TERCIARIO

Los materiales de edad terciaria en la Hoja de Linares ocupan dos sectores claramente diferenciados. Por una parte en el borde septentrional de la Hoja afloran sedimentos de origen continental que constituyen el relleno de la fosa de Valdepeñas-Ciudad Real (Borde meridional de la cuenca alta del Guadiana).

Por otra parte, en el borde meridional afloran de forma continua, desde Torreperogil por el este hasta la zona de Montoro por el oeste, los materiales de origen marino y/o transicional pertenecientes a la Depresión del Guadalquivir.

Se describirán en primer lugar las unidades que están representadas en la **Depresión del Guadalquivir**:

Los afloramientos que constituyen esta unidad se sitúan sobre los relieves paleozoicos y triásicos del borde de la Meseta Ibérica.

En epígrafes sucesivos se describirán las diferentes litologías que comprenden esta unidad geológica, comenzando en orden a su disposición estratigráfica.

Los sedimentos que comporta esta unidad se distribuyen formando secuencias de carácter transgresivo-regresivo, ordenadas a su vez en dos unidades cronoestratigráficas separadas por discontinuidades. Dentro de las mismas pueden separarse diferentes facies en función de la posición de las mismas en el ámbito de la cuenca (sistemas deposicionales). Las edades asignadas a estas dos unidades corresponden al Tortoniense superior y al Messiniense.

2.6.1 Tortoniense Superior

Los materiales que pertenecen a esta secuencia deposicional se distribuyen desde el Sur de Linares y Jabalquinto hasta las estribaciones de la sierra de Cazorla.

Los sedimentos que la constituyen son variados y se van a describir en orden a su posición y desde el borde de la Meseta hacia el Sur, que es hacia donde se conforma la cuenca miocena.

2.6.1.1 Alternancia de areniscas y margas, arenas, limos y conglomerados (47)

Se extienden al Norte de Sabiote y llegan hasta Castellar de Santisteban. También existe un afloramiento de gran entidad, próximo al estribo derecho de la presa de Giribaile.

Esta secuencia la forma una alternancia de areniscas y margas de colores amarillos y cremas, a veces blanquecinos. Se dispone en estratos alternantes de areniscas y margas de orden centimétrico a decimétrico. En ocasiones se advierten estratificaciones cruzadas que tienen relación con la progradación de los sedimentos hacia la cuenca del Guadalquivir.

En el sector de Giribaile la secuencia es algo distinta, la forman limos, arenas y canales de conglomerados, ordenados en varios episodios. Los limos y arenas muestran tonalidades rojizas, asalmonadas y cremas. Los conglomerados muestran cantos de calizas que están inmersos en una matriz de limos y arcillas de color rojo y crema.

El espesor de esta secuencia es del orden de unos 50 metros.

Estos sedimentos se asocian con sistemas de depósito adosados al borde de la meseta de tipo deltaico, que han progradado hacia el S-SE.

2.6.1.2 Calizas de algas, calcarenitas y conglomerados calcáricos (48)

Se sitúan sobre los materiales descritos anteriormente. Presentan buenos afloramientos a los dos lados de la presa de Giribaile, cuyos estribos se encuentran apoyados en parte sobre estos materiales.

También aparecen discordantes sobre materiales triásicos, en la subcuenca de Linares, pero su representación cartográfica es efímera dado el poco espesor que presentan. La facies predominante está constituida por calcarenitas y arenas amarillentas con abundante fauna de ostreidos y lamelibranchios. El espesor medio es siempre menor de 10 metros.

En el sector de la presa y vértice de Giribaile estos materiales muestran unas facies de calcarenitas y calizas de algas, dentro de las cuales se intercalan conglomerados de matriz calcárea distribuidos en tres intervalos. Las calcarenitas muestran fauna de lamelibranchios de gran talla. Pueden presentarse en intervalos masivos o mostrando estratificaciones cruzadas de bajo a medio ángulo (Foto 2.1). En este sector el espesor de este tramo puede alcanzar 50 metros de potencia.

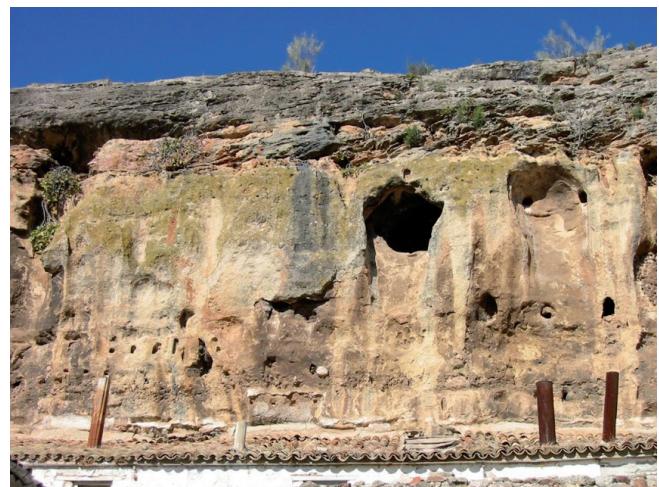


Foto 2.1.- Calcarenitas masivas y con estratificaciones cruzadas. Intercalados hay niveles de conglomerados

Estos materiales se asocian con sistemas de depósito de tipo plataforma marina, que puede variar de somera a relativamente profunda, con zonas protegidas de aguas cálidas y tranquilas, sin influencia de terrígenos (sectores donde afloran las calizas de algas).

2.6.1.3 Margas gris azuladas (49)

Son los sedimentos mejor representados correspondientes al Mioceno superior. Afloran ampliamente en la subcuenca de Linares y su prolongación hacia Úbeda y Baeza.

Estos materiales corresponden con una sucesión muy potente de margas azules en corte fresco, que pasa a tener una coloración verdosa y crema en superficie. Eventualmente presentan intercalaciones de areniscas que son muy abundantes hacia las lomas de Úbeda y Jabalquinto.

La potencia de estos sedimentos se hace mayor hacia el Sur, pudiendo alcanzar varios centenares de metros en la zona de estudio.

La disposición de estos sedimentos sobre las calcarenitas descritas anteriormente, y la tipología de las facies que presentan, sugieren que se han depositado en un medio de cuenca marina profunda.

2.6.1.4 Alternancia de areniscas y margas (50)

Están muy bien representadas en dos localidades. En el sector de Jabalquinto y en la Loma de Úbeda.

Las facies más frecuentes están constituidas por una alternancia rítmica de areniscas amarillentas y margas gris azuladas. Están ordenadas en secuencias turbidíticas. El tamaño de grano de las areniscas es de medio a grueso, y en ocasiones suele haber pequeños canales de gravas en la base de algunos estratos.

El espesor de estas secuencias puede estar comprendido entre 100 y 200 metros según los sectores.

La dirección de corrientes observadas en estos sedimentos, en base a las estructuras de ordenamiento interno, muestran dos componentes, una hacia el noroeste y otra hacia el suroeste. Esta secuencia se interpreta que estaría ligada a un sistema de abanicos submarinos en su parte media-distal. La progradación de estos dos sistemas (Loma de Úbeda y Jabalquinto) hacia el suroeste y la disposición que estos cuerpos sedimentarios muestran a partir de datos de subsuelo (sísmica de reflexión), sugieren una inclinación original hacia el Oeste, lo cual indica que el cuerpo arenoso de la Loma de Úbeda estaría muy por debajo de los cuerpos de areniscas de Jabalquinto.

2.6.2 Messiniense

El límite de esta unidad con la anterior está solapado por los sedimentos aluviales y coluviales del río Guadiel, a su paso por la zona comprendida entre las localidades de Bailén y Jabalquinto. Dicho límite se ha tenido en consideración de manera aproximada, al hacer uso de los datos micropaleontológicos de las hojas geológicas correspondientes y de los proyectos que en la actualidad hay en la zona.

Esta unidad se sitúa, mediante una discordancia erosiva, sobre pizarras paleozoicas o areniscas rojas triásicas. La componen cinco unidades litoestratigráficas que corresponden a otros tantos sistemas deposicionales. La descripción de cada unidad se hará por su posición geográfica, es decir de Norte a Sur y de Este a Oeste.

2.6.2.1 Conglomerados, arenas y limos. localmente margas y carbonatos (51)

Estos materiales se localizan muy próximos o sobre el borde de la Meseta y en el contorno septentrional de la Fosa de Bailén-La Carolina y en las inmediaciones de esta última localidad, Carboneros y las aldeas de La Fernandina y La Isabela.

Estos sedimentos presentan generalmente a la base conglomerados de cantos de naturaleza arenosa y cuarcítica procedentes de unidades triásicas y paleozoicas, con un tamaño entre 3 y 30 cm. Los cantos pueden estar unas veces inmersos en una matriz limo-arcillosa rojiza, o bien estar autosostenidos. Los estratos, con espesores decimétricos, suelen ser masivos y frecuentemente presentan bases canalizadas. Se sitúan discordantes o en aparente paraconformidad sobre las arcillas del Trías.

Hacia arriba, los niveles de conglomerados alternan con bancos de lutitas rojas, de espesor métrico, en los que se intercalan niveles de areniscas, de espesor centimétrico, las únicas estructuras presentes se manifiestan por una tenue laminación horizontal.

Las lutitas rojas, que hacia la parte alta de este tramo son dominantes, intercalan estratos de calizas micríticas y margocalizas de aspecto nodular. Estos estratos calizos, contienen a menudo moldes de gasterópodos, así como contaminación terrígena, de idéntica naturaleza que la de los conglomerados que intercala.

El espesor de este tramo puede llegar a ser del orden de 50 m.

Ante la ausencia de estructuras de ordenamiento interno, y por la situación marginal de estos depósitos en la fosa de Bailén-La Carolina, se sugiere que la génesis de estos depósitos podría estar en relación con un sistema de abanicos aluviales que orlan los bordes septentrional y oriental de dicha fosa. Las lutitas rojas masivas intercaladas entre los conglomerados podrían representar las partes más distales de estos dispositivos, donde en zonas de encaramiento o coalescencia de abanicos se originarían charcas o pequeños lagos, que darían origen a los depósitos de margas y calizas blancas.

Pero donde mejor representados están es al Oeste del río Rumblar.

Los forman una alternancia irregular de conglomerados y gravas, arenas y limos rojos y amarillentos, separados en paquetes de orden decimétrico a métrico, con estratificación cruzada de medio ángulo. Las superficies de estratificación pueden ser canalizadas o planas, siendo estas últimas difusas en la mayoría de los casos. Los estratos suelen ser masivos, si bien son muy comunes estructuras de ordenamiento interno de tipo estratificación cruzada, granoselección y laminación paralela (Foto 2.2).



Foto 2.2.- Alternancia de conglomerados, gravas, arenas y limos. Estructuras de ordenamiento interno. Oeste del río Rumblar

El espesor de este conjunto, al Norte de Bailén, puede superar los 50 metros, siendo superior a los 200 metros al Oeste del río Rumblar.

La tipología y naturaleza de estos depósitos podría ser congruente con el armazón fluvial de un sistema deltaico, cuya procedencia viene de la Meseta según una dirección NNO-SSE.

2.6.2.2 Alternancia de areniscas, limos y arenas amarillos. Localmente conglomerados (52)

Ocupan prácticamente la totalidad del relleno de la fosa de Bailén-La Carolina, y varios afloramientos distribuidos al Oeste del río Rumblar.

Se sitúan sobre los sedimentos anteriores, sobre depósitos de carácter más proximal o bien en las partes más meridionales de esta fosa, directamente sobre las arcillas triásicas.

Están formados por una alternancia de areniscas, limos y arenas de color amarillo. Esporádicamente hay niveles de conglomerados. Los limos y las arenas finas, están parcialmente cementados, y muestran ocasionales niveles de arcillas y margas gris-azuladas y blanquecinas.

En toda la secuencia se identifican abundantes restos de ostreídos, pectínicos y otros bivalvos. El tramo completo es bastante homogéneo, sin embargo se advierten niveles que presentan la secuencia de Bouma. En este sentido son frecuentes como estructuras de ordenamiento interno grano-selección y laminación paralela en los niveles detriticos, donde además se advierten estructuras de corrientes en la base de los estratos, que indican una dirección de las paleocorrientes noreste-suroeste y sentido al suroeste. También se suele reconocer abundante bioturbación horizontal y vertical y son comunes los cantes blandos en los horizontes de arenas o limos poco cementados.

Las arenas y conglomerados son masivos y no evidencian casi nunca estructuras de ordenamiento interno, a excepción de algunas estratificaciones cruzadas en los niveles de granulometría más fina.

El espesor de esta secuencia puede superar los 200-300 metros, en las partes centrales de la subcuenca de Bailén y zona del río Rumblar.

Esta secuencia en el sector del río Rumblar muestra una tendencia progradante hacia el Sur, como así lo manifiestan en el relieve los paquetes de estratos de areniscas. Esta disposición y las facies con las estructuras de ordenamiento interno detectadas, sugieren que dichos materiales se depositaron en el frente de un sistema deltaico. Este sistema se extendería al S-SE de la localidad de Espeluy.

2.6.2.3 Conglomerados y calcarenitas (53)

En esta unidad cartográfica se han agrupado las facies detriticas y carbonatadas que están asociadas a los márgenes del sistema deltaico indicado en los dos epígrafes anteriores.

Este grupo litológico aflora al Oeste del río Rumblar, en todo el ámbito del Cerro del Moro, parcialmente al Norte de Andújar y en las inmediaciones de Montoro.

La secuencia está representada por conglomerados, calcarenitas y areniscas conglomeráticas de tonos amarillentos y rojizos, que se apoyan mediante discordancia sobre distintos materiales del Paleozoico que constituyen el zócalo de la Meseta. Entre estos materiales y los que se han descrito en los dos epígrafes anteriores existen cambios laterales de facies con características litológicas comunes.

En cuanto a las facies de calcarenitas son de tonos ocres, amarillentos y rojizos, con abundantes fragmentos de conchas y con niveles intercalados de gravas.

Los tramos conglomeráticos representan las facies de relleno marginal de la Depresión del Guadalquivir en condiciones fluvio-deltaicas. Los tramos arenosos y calcareníticos corresponden a depósitos de una plataforma mixta abierta, con variaciones batimétricas a la que llegan aportes siliciclásticos procedentes de la erosión de la Meseta.

2.6.2.4 Margas gris azuladas y verdosas, con esporádicos niveles de areniscas (54)

Esta unidad cartográfica se encuentra bien representada en las inmediaciones de Espeluy y al Sur de Bailén, Andújar y Montoro.

Está constituida por margas y margas arcillosas de tonos azules, grises y verdosos en corte fresco, y blanquecinas y amarillentas debido a la alteración superficial. Ocionalmente pueden intercalar niveles de gravas y arenas de espesor de orden centimétrico a decimétrico.

La potencia estimada es de unos 150 metros en la zona de Bailén, y puede superar los 250 en el entorno de Espeluy.

2.6.2.5 Calcarenitas, arenas y limos amarillos. Localmente conglomerados (55)

Estos materiales están representados cartográficamente en afloramientos salpicados entre Andújar y Montoro y sobre los relieves paleozoicos y triásicos del borde de la Meseta.

Las arenas, limos y calcarenitas aparecen en afloramientos dispersos, siendo más dominantes en las inmediaciones de la localidad de Montoro. Los materiales que integran estas facies se suelen ordenar en una secuencia muy irregular, en la que dominan preferentemente las calcarenitas, calcarenitas conglomeráticas y arenas amarillas. Estos sedimentos se muestran en estratos de espesor decimétrico a métrico, muy masivos, sin estructuras de ordenamiento interno y abundantes cantos de naturaleza cuarcítica dispersos. Hacia la base suelen presentar un paquete de brechas escasamente cementadas, con cantos de pizarras, areniscas, calizas y cuarcitas, trabados por una matriz limo-arcillosa, que se apoya sobre el sustrato Paleozoico.

Estos depósitos contienen abundante fauna de lamelibranquios de gran talla, que permite asociarlos con un ambiente marino de tipo plataforma somera.

El espesor de esta secuencia es variable porque su morfología, al ser de tipo cuneiforme, hace que aumente hacia el Sur, ya fuera del área de estudio. La potencia máxima que pueden alcanzar en la Hoja no suele superar los 5-7 m de espesor.

La morfología que presentan estos materiales sobre el terreno es de tipo tabular, con suave inclinación (inferior a 10°) hacia el Sur. Esta tipología de relieve junto con la escasa potencia que presenta y los procesos erosivos asociados por la dinámica fluvial, hacen que sus afloramientos queden colgados.

2.7 TERCIARIO DE LA CUENCA ALTA DEL GUADIANA

Estos sedimentos forman parte de la terminación meridional de la cuenca terciaria de la Llanura Manchega-Campos de Calatrava, extendiéndose por las Hojas 1:50.000 de Mestanza, El Viso del Marqués y Santa Cruz de Mudela, al N y NE de la Hoja 1:200.000 de Linares. La potencia es variable al llenar pequeñas depresiones desarrolladas en los materiales paleozoicos, no sobrepasando en esta zona los 25 m.

Desde el punto de vista litológico predominan las arcillas y lutitas que intercalan arenas y gravas y en menor proporción calizas y margas.

2.7.1 Arcillas rojas, limos, arenas y gravas. Calizas y margas (56). Mioceno superior-Plioceno

La mayor parte de los afloramientos en la región están constituidos por arcillas limo-arenosas anaranjadas y rojizas, localmente

verdosas con nódulos de carbonato cálcico (*pseudogley*), que intercalan cuerpos de centimétricos a de orden métrico de areniscas y gravas. En estas, los cantes son redondeados de cuarcita y pizarra. Su potencia es alrededor de 20m (Ramírez *et al.*, en prensa b; Monteserín *et al.*, en prensa).

Localmente, sobre estos materiales afloran margas calcáreas blanquecinas de aspecto pulverulento y culminando la serie bancos de calizas beiges y blancas, con caráceas, que al N de Santa Cruz de Mudela contienen abundantes restos de *Planorbis* (Matas *et al.*; en prensa). Su potencia es de 3-4m (Ramírez *et al.*, en prensa b; Monteserín *et al.*, en prensa). Al microscopio es un agregado micrítico con recristalizaciones que incorpora clastos de cuarzo de tamaño arena. Hay dolomita y calcita, y se observa una porosidad de tipo "rug" ferruginizada (Monteserín *et al.*, en prensa).

Las estructuras sedimentarias son poco significativas, en los cuerpos de grano más grueso se encuentran bases canalizadas y laminaciones cruzadas.

Se atribuyen a depósitos de abanico aluvial distal con pequeños canales fluviales que erosionan a los fangos de la llanura de inundación. Los tramos carbonatados del techo corresponden a sedimentos de lagos efímeros y someros (Ramírez *et al.*, en prensa b).

La edad atribuida a estos materiales, por correlación con los próximos de la cuenca terciaria de los Campos de Calatrava, donde se localiza el yacimiento de mamíferos de Valverde de Calatrava (Molina, 1974, 1975), es Plioceno, pudiendo llegar a ser Mioceno en su base (Monteserín *et al.*, en prensa; Matas *et al.*; en prensa).

2.8 REGISTRO GEOLÓGICO RECENTE

2.8.1 Introducción y antecedentes

En el sur, los sedimentos atribuidos al Cuaternario de la Hoja de Linares están asociados al drenaje fluvial, al río Guadalquivir y a sus principales afluentes septentrionales: Jándula al norte y Guadiel y Guadalimar al noreste. Las aportaciones meridionales apenas si tienen consideración. A estos cursos se relaciona la casi totalidad de los materiales superficiales que tapizan sus interfluvios, bien como aluviones o terrazas o también como depósitos asociados tales como pequeños conos aluviales y/o formaciones de ladera y glaciares.

El río Guadalquivir discurre la mayor parte de su recorrido por la depresión Bética neógena, conformando una de las principales cuencas hidrográficas de la península Ibérica. La continentalización de la citada cubeta, antiguo estrecho-golfo marino entre la cordillera Bética y el Macizo Ibérico ha dado lugar al desarrollo progresivo de una red fluvial que ha evolucionado de este a oeste, cuyo resultado actual es un importante sistema de terrazas escalonadas y solapadas que ocupan de forma más o menos discontinua en su mitad oriental, distintos segmentos del valle. Hacia el oeste, en la Hoja de Córdoba alcanza su máxima expresión formando un desarrollado y asimétrico sistema de terrazas que ya es descrito en el pasado por Carandell (1925) y Carbonell (1930); Cabanas (1957) lo hace en esta región, pues su trabajo involucra a la provincia de Jaén. Siempre aguas abajo y en décadas posteriores, son numerosos los trabajos que abordan sus interrelaciones arqueológicas (Sáez, 1956; Bordes et Viguer, 1969; Viguer et Thibault, 1973; Viguer, 1974; Santonja y Querol, 1989), paleontológicas (Aguirre, Lhenaf y Zazo, 1971; Clemente; Menanteau y Figueroa 1977) y edáficas (Clemente *et al.*, 1979; Agencia del Medio Ambiente, 1984; Mudarra *et al.*, 1989; Carral

et al., 1993 y 1998). Las referencias geológicas/geomorfológicas más recientes y completas señalan en el tramo medio-bajo del Guadalquivir (provincias de Córdoba y Sevilla), hasta 17 escalones en unos 200 m de incisión (Díaz del Olmo *et al.*, 1989), más tarde concretadas en 14 (Díaz del Olmo y Baena Escudero, 1994 y 1997), escalonadas y solapadas y agrupadas en Altas topografías aluviales y Complejo de Terrazas muy altas (entre +200-210 m y +161-169), Complejo de Terrazas altas (entre +130-139 m y +73-75 m), Complejo de Terrazas medias (entre +55m y +26 m) y Complejo de Terrazas bajas (entre +13-14 m y 0 m). Mediante determinación paleomagnética, Baena y Díaz del Olmo (1994) consideran el grupo más antiguo en el Pleistoceno inferior (hasta 800.000 años), Pleistoceno inferior y medio (800.000-300.000 años), el segundo de ellos y Pleistoceno medio, tránsito medio-superior y Pleistoceno superior (300.000-80.000 años). Por tanto, aunque en la Hoja de Linares no existen dataciones cronológicas absolutas, es obvio que si existen referencias suficientes como para fijar la implantación de este desarrollo fluvial en torno al Plioceno.

En esta comarca, el río Guadalquivir que afronta su tramo medio, deja un rosario diseminado de retazos de terrazas en pequeños segmentos de secuencias de planta semicircular y una franja continua de notable desarrollo entre San Julián y Espeluy. El citado río, de procedencia bética, contacta en esa localidad por primera vez con el Macizo Ibérico, cercanía que ya no abandona hasta Sevilla. Esta primera aproximación dibuja un valle repleto de terrazas con una planta rectangular alargada 30 km según la dirección N100. En ese segmento, que se ha utilizado como referencia regional, se han distinguido una decena de escalones en unos 130 m de incisión organizados en terrazas altas (+70 y +130 m), medias (+ 25 y + 65 m) y bajas (+12 y +20 m) (Santisteban *et al.*, 2013; Carral *et al.*, 1998).

Hacia el este, los más limitados sistemas de los ríos Guadiel y Guadalimar y al norte, los tributarios del Guadalquivir procedentes del macizo Varisco, especialmente el Jándula, que debido a su fuerte encajamiento apenas deja sedimentación asociada en casi todo su recorrido, completan el testimonio fluvial de la mayor parte de la Hoja. Sin embargo, en el norte, los tributarios de cabecera de este último río, Ojailén, Montoro y de la Fresneda, muestran embrionarios sistemas de terrazas de hasta tres escalones a cotas relativas nunca superiores a los 25 m. Si cabe algo más desarrollado es el relacionado con la cuenca hidrográfica del río Guadiana, concretado en la rambla de Santa Cruz de Mudela y el río Jabalón. A su paso por Valdepeñas, unos Km más al norte, el último de esos cursos presenta cuatro rellanos o terrazas escalonadas entre sí, con un nivel inferior, el más moderno, situado a 1-2 m de altura sobre el cauce principal, y otro un poco más elevado, ya a 4-5 m de cota relativa; los niveles más altos se elevan 8-10 m y a 15-25 m respectivamente (Martín Banda y Martín-Serrano, 2015), niveles identificados por Martín-Serrano y Martín Banda (2015) en la depresión de Moral pero con distintos valores de incisión (+ 25, + 15-20, + 5-10 m y + 2-3 m). En su recorrido por la Hoja, solo se han identificado dos niveles, a +2 m, muy generalizado, y a +10 m.

Obviamente, en la mitad septentrional de la Hoja, salvo los citados y exigüos sistemas de terrazas y aluviones de los ríos fuertemente encajonados en el terreno y sin representación cartográfica a esta escala, la cobertura reciente está limitada a las rañas ligadas a las elevaciones más destacadas, las pedrizas o coluviones y todo un sistema de depósitos de articulación de las vertientes constituido por conos aluviales y glaciares.

Aunque todo este registro reciente se presenta ubicado en dos ámbitos geológicamente contrastados, su descripción está organizada por unidades cartográficas de índole genética inde-

pendientemente de su adscripción geográfica. En este apartado se hace referencia a **Gravas, cantos, arenas y limos. Abanicos y conos aluviales/rañas** (57), presumiblemente el grupo de depósitos más antiguo, **Conglomerados polimícticos, arenas y limos carbonatados, Terrazas altas** (58) y **Conglomerados polimícticos. Arenas y limos. Terrazas bajas** (61), exclusivamente en el Guadalquivir y su tributario el Guadalimar, **Conglomerados polimícticos, arenas y limos carbonatados. Terrazas medias e indiferenciadas** (59), pues también se incluyen los sistemas embrionarios de la zona septentrional de la Hoja, Las unidades **Arenas, limos y conglomerados polimícticos. Fondos de valle y semiendorreicos, aluvial coluvial, llanura de inundación, barras y diques naturales** (62) y **Arenas, conglomerados y limos. Conos de deyección y coluviones y glaciares asociados** (60) incluye todos los ámbitos, pero no ocurre así con la orla de depósitos de ladera, **Cantos angulosos con matriz limo-arcillosa/ cantos y bloques. Coluviones y canchales** (63), asociados a los relieves del Macizo Ibérico pues solo están referidos a ese contexto. Puntualmente se han señalado **Escombreras y vertederos. Acumulaciones antrópicas** (64).

2.8.2 Gravas, cantos, arenas y limos. Abanicos y conos aluviales/rañas (57) Plioceno superior-Pleistoceno.

Gran parte de *abanicos y conos aluviales* de la periferia montañosa se sitúan en posición culminante respecto al registro cenozoico cuando lo hay, o a la organización fluvial actual. Los que se ubican sobre el límite septentrional de la Hoja, están articulados con las superficies terminales de las subcuencas manchegas de Argamasilla, Moral y Valdepeñas, estas últimas drenadas actualmente por el río Jabalón y sus tributarios, los arroyos de la rambla de Santa Cruz de Mudela y del Sequillo. Allí, por posición morfosedimentaria son correlacionables con la finalización de ese episodio sedimentario, aunque también se detectan episodios tardíos mucho más modernos debido a la prolongación de su actividad. Hacia el sur, más o menos discontinuos y colgados en relación con las líneas de drenaje, forman los piedemontes de los contornos montañosos de muchas sierras (de Puertollano, Calatrava, Alcudia, Madrona y de San Andrés) constituyendo los referentes de la evolución fluvial de los ríos Ojailén, Montoro, Fresnedas y Jándula, que a través de éste, vierten al Guadalquivir.

Estos abanicos están constituidos, al igual que otros depósitos aluviales, por una mezcla de cantos, gravas, arenas y limos arcillosos, poco rodados y mal seleccionados. Su tamaño y rodamiento disminuye con la distancia al ápice, de manera que a pie de las sierras, los cantos varían de angulosos a subangulosos y en las zonas más alejadas estos llegan a ser subredondeados.

El espesor es muy variable, dependiendo del tamaño de la forma acumulativa y de la sección de la misma, pues este disminuye de la cabecera al pie y del centro hacia los bordes; de forma aproximada, ya que no existen cortes naturales, no se estiman potencias superiores a los 15-20 m, puede que más, especialmente en torno a la Sierra de Calatrava al suroeste de Puertollano.

Como tales se han identificado los abanicos colgados muy escasos metros sobre el río Jabalón, junto a Torrenueva, que sobre el cenozoico de Santa Cruz de Mudela constituyen el techo de piedemonte de la sierra del Peruétano y cerro de la Cruz. Según Van Zuidam-Cancelado (1989), a partir de ese punto de observación se puede inferir que la potencia de estos depósitos oscila entre los 2,5-4 m. Sobre un muro fuertemente argilizado, aparecen conglomerados poco consolidados de cantos y bloques de cuarzo y cuarcita (entre 10 y 40 cm.) subredondeados, envueltos en matriz de gravas y cantos de cuarcita, cuarzo y

pizarras, redondeadas y subredondeadas con cemento arcilloso de color muy rojo. Apenas se percibe organización interna y sí carbonataciones de alcance irregular.

Hacia el oeste de ese último lugar, gran parte de *abanicos y conos aluviales* están articulados o interceptando puntualmente las *costras laminares* que definen el techo de la cuenca de Moral. Estas manifestaciones marginales y terminales de la citada cuenca, similares a la anteriormente citada, son visibles al sur del arroyo de la Mora en el límite septentrional, bordeando las sierras Mojina y Atalaya de Calzada. Martín-Serrano y Martín Banda (2015) los describen como capas de conglomerados ocasionalmente separados por limos rojizos (10 R 4/6), similares a los definidos en otros lugares, con arena fina y algunos cantos dispersos con pátinas negras de óxidos de hierro-manganeso; masivos, de estructura tabular y espesor reducido, con abundantes rasgos edáficos como nódulos y rizocreciones carbonatadas, migraciones de arcillas y de óxidos. Están representadas facies tipo Fm. Las capas gruesas son orto y paraconglomerados empastados en una matriz dominada por arcillas de color rojo muy intenso (10 R 4/6) y una débil cementación de carbonato. Tienen base erosiva, amalgamaciones y clastos de cuarcita y pizarra y también de piroclastos volcánicos. Escasos rasgos de ordenación interna (estratificación cruzada) pues está borrada por la edafización posterior que da lugar a un enriquecimiento en carbonato con abundantes rizolitos. Se reconocen facies Gm y Gt. A techo se da una importante argirrubefacción posterior que afecta a gran parte de serie.

Tanto en este lugar como en otros estos cuerpos sedimentarios presentan superficialmente canturral suelto de cantos heterométricos de cuarcita que pueden alcanzar tamaños de hasta 15 cm de diámetro, como consecuencia de la erosión selectiva del material más fino.

La descripción anterior constata la posición de inflexión de los citados abanicos que orlan los márgenes meridionales de las cuencas cenozoicas de la Mancha. La presencia intercalada de material terrígeno fino en esta secuencia terminal de un borde de la misma, señala sus episodios de expansión mientras que la progradación de los gruesos los de retracción o, mejor, las descargas de aportes desde su periferia serrana. La presencia de importantes rasgos multiedáficos es indicativo del carácter articulado de su posición morfosedimentaria.

Además de estos abanicos terminales que se ubican en la mitad oriental del límite septentrional de la Hoja con flujo dirigido al Guadiana, se incluyen como tales muchos depósitos aislados, colgados y diseminados en la cabecera de la red que vierte al Guadalquivir. En todos ellos, y a diferencia de los anteriores no presentan signos de carbonatación. Lo que si presentan son ferruginizaciones de oxi-hidróxidos de hierro, lo que los confiere tonos rojizos y amarillentos, circunstancia que los aproxima más que las anteriores a lo que común y genéricamente se denomina raña. Los del valle del Ojailén, que están relacionados con frecuentes depósitos volcánicos forman un extenso piedemonte de gravas y cantos subredondeados englobados en matriz arenocarcillosa roja, con apariciones de la característica pátina oscura. También en la vertiente meridional de la Sierra de Puertollano destacan algunos retazos discontinuos de materiales de la misma índole. Unos y otros no superan los 5 m de espesor. La vertiente septentrional de la Sierra de Alcudia, y junto a Fuencaliente, la meridional de Sierra Madrona hasta el Jándula, están salpicadas de mesas aluvionales de esta índole. Hacia el este aún existen depósitos colgados a los que se otorga esta condición terminal: en la vertiente meridional de la sierra de San Andrés y de la sierra

del Sotillo, a ambos lados de Despeñaperros; también sobre el río Guadalimar al sur de Arquillos.

Unos y otros abanicos, colgados o no, son azoicos y por tanto poco se puede decir sobre su edad. Ésta se estima a partir de sus relaciones con los depósitos con que se relaciona o que sepulta como sería el caso de las que vierten al Guadiana: Plioceno. Las de orientación meridional solo se sabe que son la referencia inicial de la red fluvial.

2.8.3 Vulcanitas básicas del Campo de Calatrava (15). Mioceno superior, Plioceno-Pleistoceno inferior

La región volcánica del Campo de Calatrava se extiende entre los Montes de Toledo y Sierra Morena y está constituida por unos 200 centros de emisión dispersos por un área de unos 5000 km² (Ancochea, 2004).

Este vulcanismo fue puesto de manifiesto por primera vez por Maestre (1836, 1844) y posteriormente Hernández Pacheco (1932), quien proporciona una primera visión de conjunto. Más recientemente cabe destacar los trabajos de Ancochea *et al.* (1979), Ancochea y Del Moro (1981), Ancochea y Brändle (1981), Ancochea (1982, 1984), Cebriá (1992), López Ruiz *et al.* (1993), Cebriá y López Ruiz (1995, 1996) y Vegas y Rincón-Calero (1996).

Los centros de emisión tienden a concentrarse con una lineación dominante NO-SE (Ancochea y Brändle, 1982).

El extremo S de este vulcanismo se extiende por el N de la Hoja 1:200.000 de Linares (Hojas 1:50.000 de Brazatortas, Mestanza y El Viso del Marqués).

Son materiales procedentes de emisiones volcánicas constituidos por bloques de tamaño métrico, coladas o escorias y rocas masivas, fragmentadas, dispersas y recubiertas por suelos, oscilando sus tamaños entre 10 y 50 cm. Localmente se observan bombas volcánicas de alrededor de 0,5 m de diámetro (Ramírez *et al.*, en prensa a). Los mecanismos eruptivos han sido esencialmente de tipo estromboliano, hidromagmático, o una mezcla de ambos, formándose en el primer caso conos piroclásticos generalmente con una o varias coladas asociadas, mientras que en el segundo se originan bien calderas de explosión, bien *maares* con anillo de tobas asociado (Ramírez *et al.*, en prensa b).

Regionalmente los centros de emisión parecen situarse en relación con la red de fracturación varisca y tardivarisca, reactivada parcialmente en distensión bajo el campo de esfuerzos reciente, seguramente por flexión cortical de la Meseta Meridional como consecuencia del emplazamiento final de las unidades alóctonas de la Cordillera Bética sobre el Valle del Guadalquivir (Ancochea, 1982; Portero *et al.*, 1988, Vegas y Rincón-Calero, 1996).

Otros autores postulan un ascenso diapírico del magma seguido de un proceso de *rifting* (López Ruiz *et al.*, 1993), o bien asociado al movimiento de una megafalla que sería la causa de la existencia de magmatismo alcalino en diferentes sectores desde Marruecos al N de Europa (López Ruiz *et al.*, 2002). Humpfleys *et al.* (2010) invocan un ascenso rápido desde el manto de un fundido originado a una profundidad >100 km y enfriamiento también rápido.

Ancochea (1982) ofrece dataciones absolutas por el método K-Ar de algunas coladas, estableciendo como inicio, para la actividad volcánica en el Campo de Calatrava, el Mioceno Superior (8,6-6,4 Ma) con una única emisión de carácter ultrapotásico

(Ancochea, 2004) situada fuera de la hija (más al N). Tras una pausa, la actividad se reanuda con carácter alcalino y ultraalcalino (Ancochea, 2004), desarrollándose esencialmente en el Plioceno y Cuaternario Inferior (4,7 a 1,7 Ma). Así, la colada del Volcán Cabezuelo (Hoja de Mestanza), que fosiliza la raña, da un valor de $2,8 \pm 0,6$ millones de años, mientras que la del Río Ojailén (Hoja de Mestanza), localizada por encima de la serie detrítica continental pliocena y fosilizada por la raña, da una edad $3,7 \pm 0,6$ millones de años. La datación de las coladas del volcán de la Atalaya (Hoja de El Viso del Marqués) proporciona una edad absoluta de $1,75 \pm 0,4$ millones de años. Por otra parte, Gallardo Millán *et al.* (2002) datan mediante K-Ar una edad de $1,3 \pm 0,4$ Ma para una colada en Poblete (Ciudad Real) y mediante paleomagnetismo deducen que la actividad volcánica en Campos de Calatrava se prolongó al menos, hasta los 0,7 Ma. Basándose en dichos datos, se atribuye la edad del episodio principal del vulcanismo en la región al intervalo Plioceno-Pleistoceno inferior.

Serán descritos con más detalle en el apartado de Rocas Ígneas (3.1).

2.8.4 Conglomerados polimíticos, arenas y limos carbonatados, Terrazas altas (58). Pleistoceno inferior y medio

Constituyen los escalones más elevados pues coronan las lomas margosas de la ribera meridional a cotas relativas que oscilan entre +70 y +130 m, apareciendo en retazos aislados o conectados a las terrazas medias como ocurre en Marmolejo y Espeluy. En este lugar, los niveles culminantes están constituidos por un sedimento multiseccuencial de gran espesor (25-30 m) con repeticiones de cuerpos conglomeráticos que evolucionan a arenas o fangos, sometidos a un fuerte encostramiento carbonatado que enmascara su estructura original. Aparecen formas canalizadas y estratificación cruzada en surco y/o planar de bajo ángulo. Al suroeste de Andújar (Los Bermejales), el espesor es desigual pero siempre más potente en el nivel más antiguo. Son conglomerados redondeados (C: 40 cm) y polimíticos (cuarcita, caliza, arenisca, rocas básicas y cantos blandos margosos), constituyendo la base de unas secuencias de muro canalizado que culminan con arenas anaranjadas y fangos rojos con nódulos de carbonatos. Se presentan fuertes encostramientos carbonatados, laminares y losas. Se trata de una cementación que afecta a todo el depósito, por lo que adquiere tintes rosados o anaranjados, y posteriormente, se carstifica produciéndose calcificaciones que dan como resultado arcillas rojas y nódulos blancos.

En base a la geometría, organización y textura, estas terrazas se interpretan como sedimentos propios de corrientes de caudal simple y moderado, baja sinuosidad y carácter relativamente energético.

Sobre estas terrazas viejas se desarrollan potentes (2 a 3 m) suelos rojos que presentan perfiles tipo Ap, AB, BtK, CK, *Calcareo-raf* según SOIL SURVEY STAFF o *Luvisol Cromico* según FAO.

Fuera de esta franja de sedimentación central, hacia el oeste también se conservan distintos retazos aislados pasado Montoro, sobre Algallarin, dominando la fuerte incisión del río en ese sector a cotas absolutas superiores a los 200 m y relativas comprendidas entre los +80 y +120 m.

En el este, la prolongación natural de este grupo de terrazas altas entre Espeluy y Mengibar, son los niveles de Villagordo y Torreblascopedo (Hoja núm. 77, Jaén) al sur y norte respectivamente del río. Esta última plataforma que presenta unas pequeñas apariciones en la Hoja de Linares, se encuentra a unos 334 m

de cota absoluta y entre +65 y +85 m de cota relativa sobre el río Guadalimar, pues hacia él es a donde está dirigido el escalonamiento de la citada plataforma aluvionar. Estas terrazas altas, constituidas por acumulaciones rojizas y cementadas de gravas calcáreas y silíceas, heterométricas y rodadas, están representadas junto a Torreblascopedo y aguas arriba a ambos lados del Guadalimar entre El Chorrillo y la Estación de Linares-Baeza. La misma consideración debe darse a las acumulaciones degradadas entre los +60 y +110 m que aparecen al este y noreste de ese último lugar sobre la confluencia de este río con el Guadalén. Más allá, la fuerte incisión del río Guadalimar sobre sustrato mesozoico deja algunas terrazas aisladas, junto a la presa de los Escuderos, arroyo del Alamillo y Rincón de Olvera.

2.8.5 Conglomerados polimíticos, arenas y limos con carbonatación irregular. Terrazas medias e indiferenciadas (59). Pleistoceno superior-Holoceno inferior

En esta unidad se incluye el grupo de escalones intermedios definidos en el río Guadalquivir y sus tributarios de la depresión del mismo nombre y, también los exigüos sistemas de terrazas de adscripción dudosa, señalados en el área septentrional. Los niveles medios del río **Guadalquivir** están fundamentalmente ubicados en una franja alargada y continua de unos 3 km de ancho en su margen septentrional, junto al borde del Macizo Ibérico. Son cuatro niveles escalonados y solapados a cotas relativas comprendidas entre + 25 y + 65 m. La continuidad con las terrazas altas se establece a través de la cuarta terraza en Espeluy (+60) y Marmolejo (+ 65), donde ese nivel adquiere un gran desarrollo superficial y fuertes encostramientos carbonatados que afectan a los 2-5 m de depósito. Éste está constituido por conglomerados polimíticos (C: 3/10 y ocasionalmente 30 cm) y arenas fangosas dispuestos en secuencias canalizadas y granodecrescentes. La organización interna (estratificación cruzada muy mal definida) está borrada por el encostramiento. Sobre esta terraza se definen perfiles edáficos con características bastante afines a las de las terrazas más antiguas. En este caso se han clasificado como *Heploxeraif rhódico* (SOIL SURVEY STAFF) o *Luvisol crómico* (FAO) y presentan un perfil tipo A, B B CK. El nivel inmediatamente inferior, como en el caso de la terraza anterior, también presenta un potente encostramiento (nodular, laminar y en losas). Es un afloramiento alargado y paralelo al borde del valle en la ribera septentrional entre Espeluy y el río Jándula presentando espesores cercanos a los 25-30 m y una superficie muy degradada a + 40-36 m de cota relativa.

El desarrollo de los encostramientos disminuye mucho en los dos niveles siguientes (+ 25-30 m), ambos muy bien definidos y apoyados en las margas azules neógenas sobre la franja de depósitos más baja del valle. Son alrededor de 5 m de conglomerados polimíticos, bien rodados compactos pero poco cementados, arenas anaranjadas bien clasificadas y menor proporción de fangos casi siempre culminantes. Las arenas pueden mostrar una ordenación y posición vertical similar a la de los conglomerados y disponerse en cuerpos más o menos tabulares ocupando los huecos definidos por las morfologías positivas anteriores. Estas arenas presentan una importante alteración actual por lo que no es posible observar la estructura interna dentro de cada cuerpo.

A partir de las geometrías observadas, distribución de paleocorrientes y tamaños de grano y distribución de las estratificaciones cruzadas y tabulares, gran parte de estos materiales podrían interpretarse como de barra de meandro (*point-bar*), carácter meandriforme puesto de manifiesto por el trazado sinuoso actual.

Todas estas terrazas medias presentan perfiles Ap, B BK, C con horizontes argílicos menos profundos que los de las terrazas

más antiguas. Se han clasificado como *Haploxeralf cálcico* (SOIL TAXONOMY) o *Luvisol cálcico* (FAO). Los procesos edáficos en estas terrazas medias son una repetición atenuada de los que afectan a las más altas.

Al oeste de Marmolejo, la presencia de las terrazas medias es bastante manifiesta aunque no de forma continua, apareciendo con cierta continuidad acompañando el resto del recorrido del río por la Hoja, antes y después de Montoso.

Al este de la Estación de Espeluy, tienen su prolongación a través de los tributarios principales del Guadalquivir, los ríos **Guadiel** y **Guadalimar**. En el primero de ellos está bien señalada en su ribera septentrional, pues se prolonga desde el propio Guadalquivir aguas arriba de su confluencia a + 25/40 m sobre el curso actual proyectándose esporádicamente a la meridional. El Guadalimar que tiene un sistema de terrazas más desarrollado que el anterior, define su valle actual a partir de este grupo de escalones medios, los más altos ligeramente colgados en sus márgenes (entre +35-40 m), los más modernos totalmente embutidos en la planicie (+10-20 m). En este sentido hay que señalar que estos, si bien su desnivel respecto al cauce no excede de + 25/30 del cauce constituyen, por continuidad cartográfica el grupo de terrazas medias del sector de Marmolejo-Espeluy. Es obvio que aguas arriba y en concreto en el Guadalimar (también en el Guadiel) el valor de la incisión del río es notoriamente inferior. Tal circunstancia da lugar a que cartográficamente el grupo intermedio se proyecte, a cotas relativas muy pequeñas, hacia la cabecera del citado río y hacia su tributario principal el **Guadalén**, ocupando la mayor parte de su valle sin dejar lugar apenas a la separación de terrazas bajas. Especial desarrollo presentan en la confluencia de este último con el río Guarizas. Algunos niveles más se pueden observar sobre el embalse del Guadalén. Su composición, gravas, arenas y limos rojos, con abundantes elementos calcáreos pero predominio de conglomerados silíceos (cuarcita, pizarra y arenisca roja) heterométricos y rodados. Su cementación mantiene las mismas características que las descritas aguas abajo, es decir la compactación y, por tanto la carbonatación se incrementa con la antigüedad.

En la esquina nororiental de la Hoja, la red hacia el **Guadiana** apenas está incidida. El Jabalón que a su paso por la depresión de Moral y Valdepeñas presenta cuatro terrazas solapadas o escalonadas, en su recorrido más meridional, entre Santa Cruz de Mudela y Torrenueva tan sólo aparecen dos niveles, uno a +2 m, generalizado en toda la vega del citado río y con consideración de llanura inundable del mismo, también en la rambla del Castellar, y otro definido más discontinuo y carbonatado a +10 m. se trata de cuerpos tabulares con estratificaciones cruzadas de gravas redondeadas (c:5 cm) de naturaleza variada, pero de caliza, cuarcita principalmente, con arenisca, pizarra y cuarzo, matriz arenosa con bajo contenido en limos y color ocre-rojizo (10 R 6/6) y cementados hacia techo por carbonato. Es frecuente la presencia de rasgos edáficos como rizocreciones y nódulos de carbonato de hasta 3-4 cm, cutanes de óxidos de hierro-manganeso (más importantes a techo) y la formación de agregados texturales de tipo prismático de hasta 4-5 cm de tamaño. Por posición morfosedimentaria, se atribuyen al Pleistoceno medio-superior (Martín Banda y Martín-Serrano, 2015).

En la cabecera occidental del río Jándula, se reconocen terrazas tanto en el valle del río Ojailén (situados a +2 m., +8-10 m. y +20 m.), como en el del Montoro, donde están presentes los dos escalones inferiores. Se trata de depósitos reducidos superficial y de escaso espesor, nunca superior a los 2 m, de gravas y cantos en matriz arenosa y limosa. En la oriental es en el río Fresnedas,

donde se localizan dos niveles: uno bajo, en relación con el cauce actual y otro situado a 1-2 m. por encima del anterior. Tienen con características muy similares a los anteriores, clastos redondeados, dominantemente cuarcíticos (c: 12 cm), matriz limo-arenosa de color beige y espesor inferior a los 2 m. Estas características varían en el caso de las terrazas más bajas, predominantemente fangosas, con arenas, limos y cantes dispersos de cuarcita de tamaños no superiores a los 5 cm.

2.8.6 Conglomerados polimícticos, arenas y limos. Terrazas bajas (61). Holoceno

En el segmento central entre La Estación de Espeluy y San Julián, las terrazas bajas forman un estrecho corredor de 2 a 3 km de anchura que acompaña al curso actual del río en el eje del valle. Como tales se han considerado dos o tres niveles (+20, +12 y +3-5 m) con su continuidad rota por la sinuosidad del cauce actual, emplazados en una y otra ribera y excavados sobre las margas neógenas.

Como el resto de los depósitos de terraza más antiguos, están constituidos por materiales de estructuración compleja y multiseccional. Su litoestratigrafía es también conglomerática pero son muy abundantes los cuerpos arenosos y fangosos de colores grises o pardos. Las gravas son polimícticas, principalmente silicicísticas, bien rodadas y clasificadas (m: 6-7 cm; c: 15 cm), muy coherentes pero no encostradas. La fracción arenosa es suelta y bien clasificada, mientras que la limosa o arenolimosa es abundante y emplazada en el techo del depósito. En este sentido hay que señalar la importancia que tiene en este tramo del río el escarpe margoso de la ribera meridional, pues los aportes laterales del mismo son muy frecuentes, llegando a constituir un recubrimiento superficial que cubre toda la superficie de la terraza + 20.

En general son sedimentos de estructuración interna granodecreciente, compleja y multiseccional. Están formados por gravas en secuencias granodecrecientes menores de 1 m, con base de cantes y estratificación cruzada planar y pequeñas intercalaciones de arena gruesa y cantes. Son frecuentes las superficies de acreción lateral marcadas por alineaciones de cantes. La parte superior suele aparecer constituida por limos y arenas, a veces arenas gruesas con estratificación cruzada en surco. En general representan el crecimiento de barras de meandro a los que se le superpondrán facies de llanura de inundación e incluso de desbordamiento (Santos et al., 1991).

Los suelos de las terrazas más bajas están bastante menos desarrollados. Presentan horizonte cámico y redistribución de carbonato, pero sin llegar a formar horizontes argílicos de consideración. Son *Calcic Xerochrept* (Soil Taxonomy)/*Cambisol* cálcico (FAO), caracterizados fundamentalmente por una redistribución de carbonatos, además de la presencia de horizontes Bw.

El profundo encajamiento del río Guadalquivir en el entorno de Montoro, impide el desarrollo de aterrazamientos próximos al cauce, tan sólo el ensanche de Villa del Río previo a el estrechamiento de la localidad anterior y, pasado este, el de Algallarin. En ambos casos están representados los tres niveles señalados entre Marmolejo y Espeluy pero con valores relativos algo superiores (+ 25, +15 y +5-8 m).

La continuidad cartográfica desde el sector de Andújar, aguas arriba, determina por el contrario una disminución de las cotas relativas. Tanto es así que en los valles de los ríos Guadiel y Guadalimar esos niveles han desaparecido y es el grupo de las medias

el que está próximo al cauce. Éste es un fenómeno generalizable a todos los cursos importantes, ya que este conjunto es identificable en los sectores más bajos de toda la cuenca hidrográfica.

2.8.7 Gravas, arenas, limos y arcillas. Fondos de valle y semiendorreicos, aluvial coluvial, llanura de inundación, barras y diques naturales. (62). Holoceno.

El río **Guadalquivir**, meandriforme y confinado en una estrecha franja de inundación que se encaja sobre un sustrato margoso hasta Marmolejo, y rocoso desde allí, da lugar a un irregular pasillo de sedimentación compleja de gravas, arenas y limos. Son generalmente conglomerados polimícticos, arenas gruesas a finas y unos centímetros finales de fangos más o menos edafizados. La litofacies más común está constituida por gravas con granoselección positiva que evolucionan a arenas gruesas con superficies de acreción con clastos, propios de barras de meandro. En la base de las secuencias proliferan niveles centimétricos de conglomerados polimícticos (cuarcita principalmente, caliza y arenisca) clastosportados, rodados y bien calibrados (c: 20 cm; m: 5-10 cm). Las facies arenosas, también muy bien calibradas, masivas o con estratificación cruzada y a veces granoselección positiva, están fundamentalmente restringidas a cordones paralelos al borde del canal y también llenos arenosos masivos en canales abandonados. Las litofacies más finas, arenas y limos que constituyen la parte superior de todos estos sedimentos y se encuentran débilmente edafizadas (suelos pardos), constituyen la llanura de inundación propiamente dicha.

Los fondos de valle de los tributarios meridionales y orientales, todos de orden secundario y definidos sobre el sustrato margoso neógeno, tienen valles de fondo plano o en cuna de escasa incisión. Están llenos por depósitos de cierto espesor, superior a los 5 m, están constituidos por materiales sueltos, arenas gruesas limosas, arenas finas y de cantes (c: 10 cm) coronados por limos y arcillas más o menos edafizadas pero sin encostramientos. Están originados por la erosión de los interfluvios margosos por lo que se pueden considerar de génesis mixta aluvio-coluvionar.

Por el contrario, el río **Jándula** y otros tributarios del Macizo Ibérico debido a su pendiente y a la estrechez de sus valles, como consecuencia de la incisión y del confinamiento litológico, desarrollan un modelo de sedimentación de cauces entrelazados que da lugar a barras laterales de gravas y arenas estrechas y de escaso espesor (2-3 m de máximo). En toda la cuenca de este río, la red fluvial está tan encajada que las opciones a sedimentación asociada son mínimas, en consecuencia, el cauce es rocoso casi siempre. Por la margen occidental de este curso, solamente el río Ojailén presenta depósitos de relativa consideración aunque siempre inferiores a 2 m. Se trata de gravas y cantes con arenas y fangos limoarenosos que pueden llegar a ser dominantes en algunos puntos. Por la oriental, el río Frenedas que presenta un trazado algo sinuoso y ligeramente encajado en valle relativamente amplio, deja barras de aluviones, un fondo aluvial suavemente colgado (terrasa baja) y pequeños conos de deyección alimentados por torrenteras laterales.

También en el noroeste, en el río Guadámez que drena hacia el **Guadiana** extremeño, existe un aluvión continuo con arenas y gravas en barras laterales de muy escaso espesor, inferior a 3 m. En la esquina noreste de la Hoja el drenaje está dirigido hacia el Guadiana manchego a través de dos tributarios principales y sus ramificaciones de orden menor: el río Jabalón y la rambla de Santa Cruz de Mudela. La llanura aluvial del Jabalón está constituida por limos y arcillas carbonatadas procedentes, principalmente, de la erosión de los afloramientos triásicos del Campo

de Montiel de donde procede. A veces arenosos, de tonos rojos y violáceos, contienen en su base hiladas de gravas de cuarcita, cuarzo, pizarras y calizas de 2 a 4 cm de diámetro. El borde de canal muestra barras de gravas y arenas que presentan una estructura interna con imbricaciones y estratificaciones cruzadas insinuadas. Los aluviones del resto fondos de valle tienen una composición más variable, influida por la naturaleza litológica de los materiales que atraviesan, siendo frecuentes, según zonas, los clastos pizarrosos o de roca caliza, dispersos en limos más o menos arenosos heterogéneos, y mal clasificados y espesores oscilante entre los 1,40-2 m.

Lo más común es que los depósitos referidos a los fondos de valle secundarios, en unas o en otras cuencas hidrográficas, correspondan a depósitos asociados a procesos mixtos de arroyada y de gravedad, compuestos por cantos más o menos angulosos con matriz de arenas y limos. También los relacionados con las áreas encharcadas, siempre mantos muy superficiales de limos y arcillas pardo-oscuras. De hecho esta unidad cartográfica representa también zonas semiendorreicas de navas y fondos mixtos de génesis aluvial-coluvial.

2.8.8 Arenas, conglomerados y limos. Conos de deyección y coluviones y glacis asociados (60) Pleistoceno superior-Holoceno.

Aparecen en el Guadalquivir y en el resto de los ríos principales y son la consecuencia natural de los numerosos barrancos y cursos secundarios de la red fluvial meridional relacionada con ese río y que vierte en él y en éstos. Son conos de aluviones muy planos y de dimensiones variables, generalmente deca-hectométricas. Es especialmente notorio el sistema de conos coalescentes que orlan la novena terraza en la margen meridional del valle del Guadalquivir entre Marmolejo y Espeluy, en Jabalquinto y cerca de los embalses de Guadalén y Giribaile. Éstos y casi todos los demás, son casi exclusivamente margosos, pues proceden de barrancos y pequeños torrentes de escaso recorrido y son la causa, por redistribución fluvial, del tapiz margoso que suele cubrir algunas terrazas o aluviones. Ocasionalmente pueden presentar gravas procedentes del desmantelamiento de las terrazas.

Por razones de escala este grupo cartográfico incluye también los sedimentos coluvionares asociados a los anteriores pero con insuficiente dimensión para proceder a su representación individualizada. Es material suelto, arenoso-arcilloso con cantos, procedentes de algunos escarpes en el valle del Guadalquivir. Por la misma razón también se añaden muchos glacis de vertiente que modelan y articulan muchas de las terrazas del valle del Guadalquivir y otros ríos. Aparecen con frecuencia pero en la mayoría de los casos no se les atribuye representación cartográfica por no oscurecer la secuencia de las terrazas fluviales y también porque el espesor del depósito es mínimo. Son margosos y con cantos sobre las margas y terrazas de las zonas meridionales y ocasionalmente encostrados, mientras que en él macizo Varisco están constituidos por materiales sueltos siliciclásticos.

En el Macizo Ibérico, en esta unidad cartográfica incluye los pequeños conos aluviales, muchas veces coalescentes, controlados por el régimen hídrico y los cambios de pendiente en las vertientes de las sierras paleozoicas. La denudación de estas sierras por procesos de arroyada concentrada, origina una acumulación de gravas, arenas y limos con fuertes tonalidades rojizas. El depósito de estos materiales tiene lugar en las desembocaduras de los barrancos colectores de las pequeñas cuencas de recepción desarrolladas sobre las sierras. Los depósitos de glacis tienen una composición similar a los depósitos de abanicos y/o conos de

deyección, pues las diferencias entre ellos residen en los aspectos morfológicos.

Están bien representados en el río Ojailén, en ambas márgenes del valle, entre Brazartortas y Villanueva de San Carlos que es donde el citado río se encaja profundamente, pues forman un tapiz de espesor irregular con cantos, más o menos angulosos y heterométricos, con matriz arenoso-arcillosa, bastante continuo.

Más allá, sobre la confluencia del río anterior con el río de la Fresneda y al pie de las sierras de Calatrava, de la Atalaya de la Calzada y de Puertollano, se definen en franjas más estrechas y aisladas. Parecida situación muestra el valle de Robledillo hacia el este, en Sierra Madrona, pero no así en su vertiente meridional, junto a Fuencaliente, pues los conos y glacis están aislados en afloramientos pequeños y encajados en relación a las rañas.

En torno a la esquina noreste, un territorio menos incidido por la red fluvial, existe también una desarrollada cobertura de conos y glacis coalescentes. Se ubican de forma relativamente continua, en las laderas septentrional y meridional de la sierra del Acebuche.

Lo más frecuente es que no existan cortes naturales por lo que la única observación es superficial, es decir, delgadas películas de material suelto, con predominio de cantos de cuarcita, angulosos y heterométricos, y arenas y limos rojos. El centímetro es de 15 cm, apreciándose una clara disminución del tamaño de los clastos, así como en su índice de redondeamiento, hacia las zonas más distales.

En escalas más detalladas, se han diferenciado generaciones de ellos en función de su antigüedad, aunque hay que resaltar la funcionalidad actual de la mayoría de los grupos.

2.8.9 Cantos angulosos con matriz limo-arcillosa/ cantos y bloques. Coluviones y canchales (63). Plioceno-Holoceno.

Esta unidad, se encuentra adosada a las sierras cuarcíticas que aparecen en la mitad septentrional de la Hoja. Alcanzan un desarrollo considerable, constituyendo un tapiz bastante continuo en las vertientes de las sierras de Calatrava, Puertollano, Alcudia, Madrona, San Andrés y en general toda el área norte de Sierra Morena. Allí, son cuerpos sedimentarios de gran continuidad lateral y espesores variables, entre 0,40 y 2/3 m, casi siempre inferiores a los 10 m, aunque éstos pueden reconocerse en varios y contrapuestos lugares como en los valles del Ojailén y Jabalón.

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

Básicamente son depósitos de cantos angulosos y subangulosos englobados en una matriz arcillosa de color pardo y rojo a muy rojo, producto de la evacuación de productos de alteración química y fragmentación física. Se distribuyen en secuencias de orden métrico, separadas por superficies erosivas de ortoconglomerados, heterométricos, poligénicos y polimodales, que están empastados en una matriz arcillosa o arenosa de color rojizo (10 R 4/6) y ocre hacia techo o en la parte más superficial (10 R 4/6 a 5 R 4/6). Presentan un espectro litológico dominado por la cuarcita y el cuarzo y una angulosidad manifiesta aunque con

bordes algo redondeados. Tienen un centímetro variable entre los 15 y los 50 cm y un tamaño medio próximo a los 3/10 cm.

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

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

Discontinuamente, bajo los escarpes cuarcíticos más pronunciados y en las cuencas de recepción de las torrenteras se acumulan derrubios de clastos sin matriz., es decir, exclusivamente por cantos y bloques de cuarcita angulosos. El tamaño de los cantos varía pudiendo alcanzar dimensiones métricas, formando verdaderas laderas de bloques. Estos canchales o pedrizas, que es su denominación regional, aparecen dispersas al pie de los escarpes cuarcíticos o formando afloramiento de planta triangular en las cabeceras de los barrancos sobre el resto de la unidad cartográfica en la que se han incluido. Son especialmente espectaculares estas morfologías en las laderas de algunos barrancos cercanos al Collado del Enebral. En este punto los bloques alcanzan tamaños superiores a los 2 m. de longitud, gozando de una gran estabilidad a pesar de las altas pendientes que tienen las laderas donde se ubican. Aunque pueden aparecer total o parcialmente vegetados, lo más frecuente es lo contrario, lo que sugiere cierta actividad.

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

2.8.10 Escombreras y vertederos. Acumulaciones antrópicas (64). Actual

Tienen su ubicación en sectores concretos y ligados a la actividad minera. Al sur de Puertollano, en el valle del Ojailén, existen varias escombreras de dimensiones considerables ligadas a la extracción de carbón, la mayoría sobre todo relacionadas con la actividad pasada de la cuenca hullera de la citada ciudad. Al suroeste de Brazatortas, existen pequeñas escombreras debidas a la pasada actividad de minería metálica. En el entorno de Linares y Santa Elena donde también son explotaciones metálicas no son representables por sus reducidas dimensiones.

Obras públicas recientes, dan lugar de forma aislada a acumulaciones de tierra.

3. PETROLOGÍA

3.1. ROCAS ÍGNEAS

En esta Hoja están bien representadas las rocas ígneas, tanto las plutónicas, como las volcánicas y subvolcánicas, y con un amplio espectro en edad composición y contexto geodinámico.

Los mayores cuerpos ígneos son plutónicos tardíovariscos y pertenecen al Batolito de Los Pedroches que aflora en una banda de dirección NO-SE, de unos 200 Km y con una anchura entre 8-30 Km, desde Monterrubio de la Serena hasta el valle del Guadalquivir; formando parte de la gran alineación granítica Alburquerque-Mérida-Los Pedroches, que ha sido considerada por algunos autores (Julivert *et al.*, 1974) como el límite de las Zonas Centroibérica y Ossa-Morena.

Las rocas ígneas pre-Variscas están únicamente representadas por un macizo granítico (Macizo de El Escrivano) relacionado con el magmatismo asociado al Grupo Malcycinado.

El registro más reciente de magmatismo en la región, representado en el sector septentrional de la Hoja, corresponde al volcanismo del Campo de Calatrava cuya actividad se extendió entre el Mioceno terminal y la base del Pleistoceno. El campo volcánico del Campo de Calatrava comprende más de 240 centros de emisión que dieron lugar a multitud de emisiones lávicas y piroclásticas, entre las que están representadas nefelinitas, melilitas y basaltos.

3.1.1 Granitoides pre-Variscos

Afloran únicamente en el Dominio Obejo-Valsequillo de la ZCI.

Forman parte de una serie de plutones intrusivos o espacialmente asociados con el Grupo Malcycinado, que muestran evidencias de emplazamiento somero y parecen genéticamente relacionados con las rocas volcánicas de esta formación.

El único representante de este conjunto de plutones en el área de la Hoja es el Plutón de El Escrivano.

3.1.1.1 Granodioritas a tonalitas, cuarzodioritas a dioritas. Granitoide de El Escrivano (1)

El Granitoide de El Escrivano (Pérez Lorente, 1979) es un cuerpo plutónico tabular de dirección NO-SE que con un espesor máximo de 800 m, aflora desde el Cortijo de El Escrivano (NE de Espiel), en la vecina Hoja 1:200.000 de Pozoblanco, hasta el borde suroccidental de esta Hoja, (Hoja 1:50.000 de Montoro, 903; Fig. 3.1). Es intrusivo sobre la secuencia vulcanodetritica atribuida al Grupo Malcycinado (Martínez Poyatos, 1997), aunque no se reconoce metamorfismo de contacto, y se encuentra recubierto discordantemente por las arcosas de la Fm Torrealboles (Apalategui *et al.*, 1985a) del Cámbrico Inferior. Aflora siempre cerca de la base de las Unidades Alóctonas y está afectado en ocasiones por una deformación milonítica que llega a gneisificar la roca.

Apalategui *et al.*, (1985a) y Sánchez Carretero *et al.* (1989), distinguen dos facies principales: una granodiorítica-tonalítica, que es la más abundante, y otra más básica, cuarzodiorítica-diorítica. La primera es una roca granuda a microgranuda de grano medio a fino, y en ocasiones con tendencia microporfídica, con coloraciones verdosas, en la que destacan cristales de feldespato de color blanco a rosáceo. Su mineralogía principal está compuesta por cuarzo, plagioclasa (oligoclásica), feldespato potásico y biotita escasa, con hornblenda, moscovita secundaria, apatito, círcón, opacos, turmalina y esfena como accesarios. La facies básica está compuesta por plagioclasa (oligoclásica-andesina) y hornblenda verde, encontrándose piroxeno augítico en ocasiones. Contiene cuarzo, biotita, opacos y esfena como accesarios.

En este macizo son frecuentes los enclaves de anfibolitas, cuarcitas, micasquistos y algunos paragneises. Las anfibolitas son

rocas afectadas por los mismos procesos dinamotérmicos que su encajante y están compuestas por hornblenda verde, con restos de hornblenda marrón, y plagioclasa. Las cuarcitas y paragneises son similares a las que aparecen en el encajante del granitoide.

Existen dos dataciones radiométricas de estos granitoides, realizadas por el método K-Ar sobre roca total, de 452 ± 22 Ma (Caradoc) y 327 ± 16 Ma (Viseense), respectivamente (Bellon *et al.*, 1979) que no pueden interpretarse como edades de emplazamiento, puesto que yacen bajo la discordancia del Cámbrico inferior. Recientemente, ha sido datado mediante Ar/Ar en hornblenda en 539 ± 3 Ma (Eguílez *et al.*, 2013).

3.1.2 Granitoides Variscos del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico

El único macizo de granitoides situado, dentro de la Hoja, en el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico o Dominio Lusitano-Alcúdico de la Zona Centroibérica, al N de la Falla Puente Génave-Castelo de Vide es el Plutón de Santa Elena.

3.1.2.1 Plutón de Santa Elena (2)

En el área de estudio, al sur de la localidad de Santa Elena, se encuentran un conjunto de afloramientos graníticos que ocupan una extensión de unos 30 km^2 (Fig. 3.1) y constituyen el Plutón de Santa Elena (Richter, 1967; Sánchez Cela y Aparicio, 1969; Charpentier, 1976; Ríos Aragüés, 1977; Larrea *et al.*, 1993; 1995, 1999a; Larrea, 1998). Tiene una forma elipsoidal, con un eje mayor de 9 km desde el Río de la Campana por el Oeste hasta el Río Despeñaperros por el Este, y un eje menor de unos 5 km (Fig. 3.1).

El Plutón de Santa Elena es un cuerpo intrusivo de carácter fundamentalmente granodiorítico-tonalítico (Sánchez Cela y Aparicio, 1969; Charpentier, 1976; Ríos Aragüés, 1977; Larrea *et al.*, 1993; 1995, 1999a; Larrea, 1998), con algunas masas de carácter básico (gabro-dioritas) constituidas por enjambres de enclaves que afloran únicamente en su sector septentrional (Larrea, 1998), y algunos diferenciados constituidos por granitos de dos micas a moscovíticos en su borde meridional (Charpentier, 1976). Se emplaza en condiciones epizónales en rocas paleozoicas cuya edad abarca desde el Ordovícico temprano al Silúrico, y es posterior a la primera etapa de deformación varisca (Ríos Aragüés, 1977; Larrea, 1998; Larrea *et al.*, 1999a). Aflora en el núcleo del Antiforme de Santa Elena que es la prolongación oriental del Antiforme de Sierra Madrona. Su emplazamiento se asocia a importantes procesos de *stoping* magmático quedando incluidos abundantes *roof-pendants* y xenolitos de menores dimensiones del encajante.

En los bordes meridional y oriental se encuentran fuertemente deformadas con desarrollo de fábricas planares y planolineares. La presencia de enclaves microgranudos máficos es muy escasa salvo en las inmediaciones de Santa Elena, en la zona donde afloran las rocas básicas.

La facies principal (granodiorita-tonalita) es de color gris azulado en fresco, con una textura equigranular, con tendencia plagiometómica, de grano medio a medio-grueso, con escasos megacristales dispersos de feldespato potásico de hasta 3 cm y de morfología equidimensional. La biotita aparece en individuos aislados o formando agregados ("nidos") de unos 2 cm. Presenta una fábrica primaria que varía desde isótropa a planar o plano lineal, aunque la más frecuente parece la fábrica planar definida por la orientación y disposición de los agregados de biotita (Lillo *et al.*, 1998 a, b).

Al microscopio, se observa que está constituida por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y biotita, como componentes principales. En proporciones accesorias presenta hornblenda, circón, titanita, apatito y opacos y como secundarios más frecuentes, moscovita, clorita, epidota (Sánchez Cela y Aparicio Yagüe, 1969; Charpentier, 1976; Ríos, 1977, Lillo, 1992, Larrea *et al.*, 1995).

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

La plagioclasa es ácida-intermedia (An_{26-57}) y se encuentra en individuos idiomórficos y subidiomórficos, con zonado normal y oscilatorio. Las maclas más frecuentes son las de albita y albita-Carlsbad. En ocasiones los cristales muestran el núcleo variablemente sericitizado. Con cierta frecuencia desarrolla texturas dendríticas. Los cristales mayores engloban apatito, circón y esporádicamente biotita y plagioclasa más pequeñas (Larrea, 1998).

El feldespato potásico aparece en individuos alotriomórficos ligeramente deformados con escasas texturas pertíticas y a veces con maclado en enrejado. Tiene una marcada tendencia a la cristalización intersticial.

La biotita se halla formando placas subidiomórficas de hasta 5 mm o grupos de cristales de pequeño tamaño, con marcado pleocroismo en tonos rojizos, localmente agrupadas formando microenclaves. Incluye circón con halos negros, opacos y apatito, y esporádicamente pequeños individuos de plagioclasa (Larrea, 1998).

Los efectos de la deformación se manifiestan en la aparición de micas flexionadas y kinkadas, plagioclases fracturadas, cuarzos rotos con extinción ondulante o acintados y feldespatos potásicos microclinizados y con extinción ondulante.

Se observan frecuentes enclaves microgranudos de carácter básico-intermedio, con formas elipsoidales y de tamaño centimétrico. En las inmediaciones de Santa Elena, se encuentran megaenclaves y/o pasillos de enclaves en los que se observan fenómenos de mezcla magmática con la granodiorita encajante. Son rocas holocristalinas de color verde oscuro, de tamaño de grano medio y textura hipidiomorfica inequigranular.

Los minerales principales son: plagioclasa intermedia (An_{30-80}), maclada con zonado oscilatorio, que suele incluir anfíbol, biotita y apatito; anfíbol magnésico-cálcico (hornblenda-actinolita, pargasita, tschermakita y magnesio-hastiguita), como grandes individuos aislados incluidos en plagioclasa o como agregados; biotita muy pleocroica en placas o en agregados polícrystalinos e íntimamente relacionada con el anfíbol; y cuarzo como cristales intersticiales xenomórficos. Como minerales accesorios se observan: titanita, circón, apatito, allanita y opacos. Modalmente, varían desde cuarzomonzodioritas a cuarzogabros, si bien su composición química es de gabros (Lillo *et al.*, 1998 a, b).

Los diferenciados leucograníticos, de grano medio, del borde meridional están constituidos principalmente por cuarzo, moscovita y feldespato potásico.

Geoquímicamente las granodioritas y tonalitas de este plutón son rocas débilmente peraluminosas que pueden integrarse dentro de una asociación alumínico-cafémica de carácter calco-alcalino (Larrea *et al.*, 1995).

Su edad ha sido cifrada en 331 ± 34 Ma por Larrea *et al.* (1999a) mediante el método Rb/Sr y recientemente en 319 ± 5 Ma por Montero *et al.* (en preparación) mediante U/Pb por el método de

Kober, lo que sitúa su emplazamiento entre el Serpukhoviense superior y el Bashkiriense inferior.

Se ha observado una importante deformación cataclástica a milonítica en su borde meridional (Ríos Aragüés, 1977; Larrea, 1998; Martín Parra, 2003; Martín Parra *et al.*, 2004, 2006), de carácter extensional (Larrea, 1998; Martín Parra, 2003; Martín Parra *et al.*, 2004, 2006), lo que junto al alargamiento de la aureola de metamorfismo de contacto (más de 80km) y paralelización a la zona de deformación, lleva a pensar en un emplazamiento de este plutón sincinemático temprano con el funcionamiento de un importante accidente extensional.

3.1.3 Granitoides Variscos del Dominio de Obejo-Valsequillo. Batolito de Los Pedroches

El plutonismo relacionado con el ciclo orogénico varisco es el de mayor importancia y más extensamente representado en la Hoja de Linares. En relación con dicho ciclo se emplazaron enormes volúmenes de granitoides que constituyen el Batolito de los Pedroches.

Este grupo de rocas está representado en la Hoja de estudio, por las distintas unidades de intrusión que constituyen el sector oriental del Batolito de Los Pedroches y por los granitoides de Linares y Arquillos, aparentemente desconectados entre sí y del macizo de Pedroches pero, relacionados con el mismo. Todos ellos se sitúan en el Dominio de Obejo-Valsequillo de la Zona Centroibérica (Fig. 3.1).

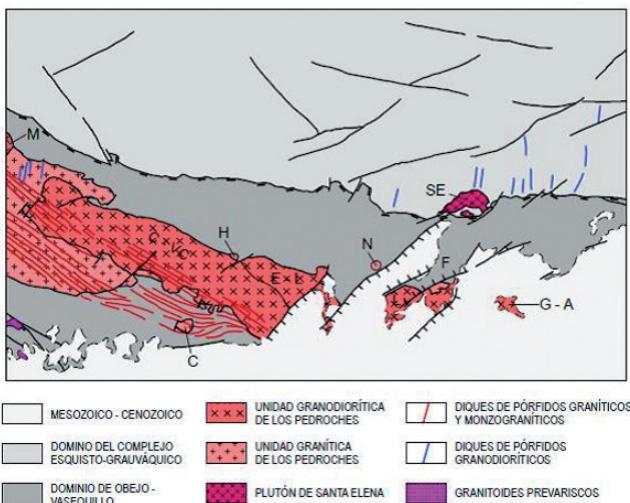


Fig. 3.1.- Situación del Plutón de Santa Elena (SE) y de las distintas unidades de intrusión del Batolito de Los Pedroches así como de la red filoniana asociada, en el área de la Hoja. C-VC: Cardeña-Virgen de la Cabeza, E-L: Los Escoriales-La Lancha, F: La Fernandina, G-A: Guadalén-Arquillos, H: El Humilladero, L: Linares, M: Mogabar, C: La Centenera, N: Las Navas

El Batolito es el resultado de dos pulsos magmáticos principales. El primero de ellos produce la intrusión de los precursores básicos y de la Unidad Granodiorítica. En el extremo noroccidental del batolito también hay unos pequeños stocks de rocas básicas precursoras: gabros, dioritas y granodioritas con ortopiroxeno (no representados en la Hoja de Linares). El segundo, produce la intrusión de una serie de plutones graníticos alineados según una dirección ligeramente oblicua a la de la granodiorita, que se denominan, de SE a NO, Arquillos, Linares, Los Escoriales-La Lancha, Cardeña-Virgen de la Cabeza, Cerro Mogábar, El Guijo y Santa Eufemia (estos fuera de la Hoja), y que se continúan en otros plutones hasta Mérida.

Asociados a cada una de las dos unidades de granitoides existentes en el Batolito de Los Pedroches, existen dos sistemas de diques de dirección NO-SE los asociados a la Unidad Granodiorítica y ONO-ESE los asociados a la Unidad Granítica (Fig. 3.1).

Este batolito ha sido estudiado por numerosos autores, como: Martín Ramos y Rodríguez Gallego, 1975; Bellon *et al.*, 1979; Hertrich, 1980; Lalieux, 1983; Pascual, 1984; Eraso y Garrote, 1984; Garrote *et al.*, 1985; Sánchez Pérez, 1986; Fernández Ruiz, 1987; Larrea, 1987; Carracedo, 1991; Defalque *et al.*, 1992; Donaire, 1995; Larrea *et al.*, 1996a y b; Aranguren *et al.*, 1997; Larrea, 1998; Martín Parra *et al.*, 2000; Armendariz Dufur, 2004; Larrea *et al.*, 2004; Carracedo *et al.*, 2007, 2008 y 2009, entre otros.

Está encajado en los metasedimentos de muy bajo grado del Culm Carbonífero de la Cuenca de Los Pedroches, excepto en su límite noroccidental, en el que también intruye a materiales Ordovícicos y Devónicos.

Los contactos entre los cuerpos que forman este batolito son generalmente intrusivos.

En los metasedimentos encajantes provoca una aureola de metamorfismo de contacto de 500 a 2.000 m de anchura, que llega a alcanzar localmente la facies de corneanas piroxénicas. Las condiciones de emplazamiento se han estimado en unos 800° C y una presión de 1-2 kbar, a partir de xenolitos de la parte interna del batolito, equivalentes a la facies de las corneanas piroxénicas (Sánchez Pérez, 1986; García Casco *et al.*, 1987; Donaire y Pascual, 1991).

Las edades radiométricas (K-Ar y Rb-Sr) obtenidas para el Batolito de Los Pedroches representan un intervalo de tiempo relativamente amplio, si bien las edades más recientes obtenidas varían entre 293 ± 6 y $314 \pm 1,9$ Ma (García de Madinabeitia, 2002; García de Madinabeitia *et al.*, 2003; Carracedo *et al.*, 2008, 2009; Solá *et al.*, 2009). Así pues, para el conjunto del batolito se puede asumir una edad Bashkiriense (Namuriense superior)-Kasimoviense (Estefaniense A, B).

3.1.3.1 Unidad Granodiorítica

La Unidad Granodiorítica es la mayoritaria en el Batolito de Los Pedroches. Aflora sobre todo en los sectores central y occidental del batolito y en el sector norte del Plutón de Linares, intruyendo sobre los materiales del Culm de la Unidad Paraautóctona del DOV. En el área de la Hoja de Linares, no obstante, es minoritaria respecto a la Unidad Granítica.

Está constituida esencialmente por granodioritas biotíticas ± anfíbol, de grano medio-fino (Granodiorita de Los Pedroches), con algunos afloramientos de tonalitas y granodioritas con ortopiroxeno localizados en su sector más noroccidental (fuera del área de estudio, en la vecina Hoja de Pozoblanco). Otras facies minoritarias son monzogranitos biotíticos de grano medio y microgranitos porfídicos con agregados de turmalina y relacionada con estas, una facies de microgranitos y leucogranitos turmalínicos (Martín Parra *et al.*, 2000). Contiene siempre enclaves microgranudos máficos con biotita y anfíbol (Larrea *et al.*, 2004).

Constituye una asociación alumínico-cafémica alta en K según Carracedo (1991) de carácter subaluminoso a moderadamente aluminoso (Larrea *et al.*, 1995).

3.1.3.1.1. Granodiorita de Los Pedroches (3)

Aflora principalmente, en sector occidental del batolito en el borde O de la Hoja de Linares. Constituye también el cuerpo del Humilladero y el macizo de la Fernandina, situado al E de la Fosa de Bailén.

Está formada casi exclusivamente por una roca granuda de color blanco-grisáceo en corte fresco, de grano fino a medio, aunque variable y de textura seriada a porfídica, conteniendo megacristales de plagioclasa dispersos que alcanzan hasta los 2 cm de tamaño. Presenta una extraordinaria homogeneidad textural y composicional en toda la masa plutónica.

Está compuesta por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y, ocasionalmente, anfíbol. Son rocas homogéneas sin fábrica planar neta, aunque se pueden observar orientaciones estadísticas de biotitas y feldespatos, que corresponden a direcciones primarias de flujo. Son frecuentes los enclaves.

Al microscopio, muestran una textura holocristalina, inequigranular de grano medio, hipidomórfica, conteniendo como minerales principales: plagioclasa (andesina-oligoclase), cuarzo, feldespato potásico y biotita. La composición modal es plagioclasa = 41-50%; cuarzo = 25-27%; feldespato potásico = 7-17%; biotita = 12-15%; accesorios = 1% (Quesada et al., 2013; Larrea et al., 2013 a). El macizo de La Fernandina tiene una composición modal de plagioclasa = 36-41%; cuarzo = 28-35%; biotita = 16-21% y feldespato potásico = <15% (Larrea, 1998). Los minerales accesorios son: anfíbol hornbléndico (salvo en el macizo de La Fernandina), apatito, circón, titanita, opacos, y esporádicamente scheelita, allanita y turmalina. Como minerales secundarios se encuentran sericita, moscovita, epidota, carbonatos, clorita, feldespato potásico, rutilo, leucoxeno y esfena.

La **plagioclasa** es el componente mayoritario de la roca, destacando cristales o fenocristales idiomórficos-subidiomórficos maclados según las leyes de la Albita, Albita-Carlsbad, Albita-Periclina, y más raramente de Baveno (Quesada et al., 2013); cuya característica principal es la presencia de zonados complejos con zonación oscilatoria directa y superficies de reabsorción que cortan irregularmente a las zonas previas con diferentes contenidos en An a cada lado de dichas superficies. En algunos cristales de este tipo, se han observado texturas de tipo dendrítico en el crecimiento de plagioclasa sobre las zonas de reabsorción, interpretadas como evidencias de mezcla de dos magmas. En bordes externos, de composición más sódica, de algunos de estos cristales, se desarrollan intercrecimientos micrográficos con cuarzo.

También se presenta en pequeños cristales idiomórficos a subidiomórficos en forma de inclusiones dentro de plagioclásas de mayor tamaño y en el feldespato potásico.

El **cuarzo** en su mayor parte es intersticial y xenomórfico, se dispone, al igual que el feldespato potásico, entre los cristales de plagioclasa y biotita, y forma intercrecimientos gráficos con los bordes sódicos en algunos de los cristales zonados de la plagioclasa.

La **biotita** es el máfico más abundante de la roca y en la mayoría de las ocasiones el único; se presenta en cristales idiomórficos a subidiomórficos aislados o formando glomérulos, con fuerte pleocroismo pardo rojizo y con frecuentes inclusiones de opacos, circón y apatito. También aparece en pequeños cristales idiomórficos incluidos dentro de la plagioclasa.

El **feldespato potásico** es un mineral tardío en la secuencia de cristalización, en su mayor parte es intersticial entre plagioclasa y biotita, y es pertítico. Contiene frecuentes inclusiones de minerales anteriores a su cristalización, presentando procesos reaccionales con ellos, tales como, intercrecimientos mirmecíticos con plagioclásas, sustituciones de plagioclasa por feldespato potásico y golfos de corrosión de feldespato potásico en cuarzo. También se encuentra como producto de alteración de la biotita y en forma intergranular en el cuarzo en la interfase feldespato potásico-biotita (Quesada et al., 2013; Larrea et al., 2013 a).

En algunas zonas atravesadas por enjambres de pórfidos ácidos sustituye a las plagioclásas definiendo procesos tardíos de microclinización.

El **anfíbol** (hornblenda) está irregularmente distribuido y como componente de la roca no supera el 5%. Se presenta en cristales aislados con formas esqueléticas o en nódulos junto a los cristales de biotita, tiene hábito prismático, con el núcleo color marrón y bordes verdosos, generalmente transformados en actinolita-tremolita.

Son muy abundantes y característicos los **enclaves** microgranulares (en su mayoría microgranodioríticos y en algunos casos gabroideos), que se encuentran prácticamente en toda la masa granodiorítica. También se encuentran xenolitos metasedimentarios, procedentes del encajante, que sólo son abundantes en las inmediaciones del contacto.

Los **enclaves microgranodioríticos** son los más abundantes, apareciendo con tamaño variable (desde megaenclaves métricos a microenclaves centimétricos), aislados o constituyendo enjambres. Se caracterizan por los siguientes rasgos texturales y estructurales: Textura microgranular, con tamaño de grano entre 0,5 y 2 mm, tendencia porfídica con fenocristales de plagioclasa y biotita de hasta 5 mm. Muestran fenocristales de plagioclasa con acusados zonados oscilatorios y superficies de reabsorción, que cortan a los zonados preexistentes, desarrollando un borde sódico. Son muy frecuentes las inclusiones de apatito acicular, biotita y cristales pequeños de plagioclasa. La hornblenda es esporádica y siempre en cantidades accesorias; se presenta en agregados policristalinos y/o en cristales subidiomórficos junto a biotita. Se observan también enclaves compuestos de composición tonalítica y/o diorítica en la microgranodiorita, con contactos graduales. Poseen una mesostasis intersticial y muy poiquilitica constituida por cuarzo y feldespato potásico cristalizados en una etapa tardía, que incluyen a las plagioclásas y la biotita.

Los **enclaves xenolíticos** de materiales sedimentarios, presentan formas angulosas, con tamaños que varían entre centí y decimétricos; suelen concentrarse en los bordes del batolito y su contacto con la roca que los engloba es neto. Tienen texturas granoblásticas o granolepidoblásticas definidas por un mosaico equi a inequigranular de cuarzo, biotita y plagioclasa, con la presencia casi constante de cordierita y/o andalucita y, ocasionalmente, espinela verde, corindón y diasporo.

Los **enclaves de tipo básico** corresponden a litologías ígneas gabroideas y dioríticas. Suelen ser redondeados con formas subelípticas y generalmente tienen tamaños centimétricos a decimétricos. Los contactos de estos enclaves con su encajante local pueden ser tanto difusos como netos, en este último caso a veces se observa un borde de enfriamiento en el enclave. Petrográficamente se caracterizan por su textura intergranular con tendencia subofítica, por la presencia masiva de agregados nodulares de biotita, biotita-anfíbol o anfíbol, por las formas

esqueléticas de los anfíboles y por la presencia de piroxenos, parcialmente sustituidos por anfíbol. Ocasionalmente contienen también cristales globulares monocrystalinos de cuarzo, de hasta 0,5 cm de diámetro, rodeados por una corona de cristalitos de hornblenda y/o biotita (xenocristales).

Excepto en un sector a un lado y otro del Plutón de Mogábar, donde una zona de cizalla transtensiva dextra, desarrollada localmente, deforma el borde norte de la Unidad Granodiorítica de Los Pedroches (Zona de Cizalla de Conquista) antes de la intrusión de la Unidad Granítica (Carracedo, 1991; Aranguren *et al.*, 1997; Larrea *et al.*, 2000, 2001); la granodiorita no se encuentra deformada, por lo que se trata claramente de una intrusión tardivariscia.

Las condiciones de emplazamiento han sido estimadas por Donaire y Pascual (1991) en unos 800°C y una presión de 1-2 kbar, a partir del estudio de xenolitos de la parte interna del batolito, equivalentes a la facies de las corneanas piroxénicas.

Los primeros datos geocronológicos, obtenidos mediante el método K-Ar por Bellon *et al.* (1979), dan edades de 295±15, 330±17 y 342±17 Ma para el plutón granodiorítico de Los Pedroches. Lalieux (1983) obtuvo una edad de 350±17 Ma mediante el método de Rb-Sr; mediante este mismo método, Cueto *et al.* (1991), Defalque *et al.* (1992) y Donaire (1995), obtuvieron edades de 307±2, 320±12 y 349±34 Ma, respectivamente, para el plutón granodiorítico. García de Madinabeitia *et al.* (2001) y García de Madinabeitia (2002), mediante el método de Pb-Pb en circones obtienen edades de 339,1±4.6 y 329±13 Ma, respectivamente. Finalmente, Carracedo *et al.* (2009) mediante U/Pb en circones por el método ID-TIMS obtienen 307.7±0.4 Ma en el extremo NO del batolito (Quintana de la Serena) y 307.8±1.2 Ma en el sector de Venta de Azuel (dentro de esta Hoja). Teniendo en cuenta que esta unidad granodiorítica intruye en materiales del Culm que alcanzan al menos al Serpukhoviense (Namuriense inferior, 318 a 328 Ma), las edades en torno a los 307 Ma parecen las más razonables.

3.1.3.1.2 Monzogranitos porfídicos (4) y micromonzogranitos porfídicos (5)

Los monzogranitos y micromonzogranitos porfídicos constituyen unas litologías muy características que aparecen extensamente representadas en el área de afloramiento de la Unidad Granodiorítica, al SO del Macizo de Cardeña-Virgen de la Cabeza. Sus contactos con la granodiorita son graduales con algunas excepciones, y los contactos con los granitos son intrusivos también con alguna excepción, como en el arroyo Cerezo (Quesada *et al.*, 2013). Donaire *et al.* (1999) les denominan leucogranodioritas.

Representan unas facies evolucionadas de la granodiorita común, observándose una transición entre ambas, así como contactos transicionales entre estas facies y los leucogranitos y microgranitos (Matas y Martín Parra, 2015).

Se diferencian dos facies, básicamente por su textura: una facies común, inequigranular grano medio, hipidiomórfica, porfídica, constituida por monzogranitos porfídicos (4), y una microporfídica holocristalina, inequigranular, grano fino, alotriomórfica algo hipidiomórfica, con matriz poiquilitica, constituida por micromonzogranitos porfídicos (5).

Los **monzogranitos porfídicos (4)**, al microscopio, presentan una textura hipidiomórfica inequigranular porfídica, caracterizada por la presencia de megacristales de feldespato potásico que

pueden alcanzar hasta 8 cm de tamaño, por agregados de cristales de cuarzo globulosos más o menos redondeados de 5mm a 1,5cm y por fenocristales y/o megacristales de plagioclasis de 0,4 a 1,5cm, en una matriz de grano medio compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Los minerales accesorios más corrientes son apatito, circón, allanita, titanita y opacos y con moscovita, sericit y clorita como productos secundarios de alteración. Asimismo pueden encontrarse cordierita (esporádica) y moscovita histerógena, siempre en cantidades accesorias.

El **cuarzo** se presenta en cristales individuales o formando agregados policristalinos globulosos; el núcleo de estos cristales no presenta inclusiones de otros minerales pero en las zonas de borde éstas son frecuentes.

Menos frecuentes son los cristales de cuarzo de tendencia hexagonal más o menos subredondeados de pequeño tamaño ($\leq 1\text{mm}$) incluidos en plagioclasis o feldespatos potásicos. En general, es intersticial entre biotita y plagioclasa y anterior o simultáneo con respecto al feldespato potásico (Quesada *et al.*, 2013).

El **feldespato potásico** se presenta con dos hábitos diferentes. El primero corresponde a feno/megacristales con tendencia idiomórfica con tamaños que llegan a alcanzar los 8cm, de carácter pertítico ocasionalmente maclados según la ley de Carlsbad. En las partes centrales de estos cristales se han observado inclusiones de biotita y plagioclasa en general desordenadas y corroídas, mientras que en los bordes estas inclusiones están orientadas, lo cual parece indicar el crecimiento de estos cristales en varias etapas. Son frecuentes, pero no muy abundantes, los crecimientos de moscovita histerógena a expensas de estos cristales (Quesada *et al.*, 2013).

El segundo hábito corresponde a cristales intersticiales alotriomórficos de tamaño variable, raramente maclados, que corroen a biotitas y plagioclasis, presentando en ocasiones bordes mirmecíticos. También se ha observado el desarrollo de moscovita esquelética histerógena (Quesada *et al.*, 2013).

La **plagioclasa** presenta hábitos muy similares a los descritos para las plagioclasis de la granodiorita de la facies común. Destacan los feno/megacristales que llegan a alcanzar tamaños centimétricos, con zonados, maclas y superficies de reabsorción en distintas posiciones de los cristales, y los pequeños cristales idio-hipidiomórficos incluidos en los feno/megacristales de plagioclasa anteriormente descritos y en el feldespato potásico (Quesada *et al.*, 2013).

La **biotita** se presenta en cristales individuales hipidiomórficos, formando grupos de varios individuos desorientados o en forma de inclusiones en plagioclasa, feldespato potásico y en ocasiones en cuarzo, a su vez tiene inclusiones de apatito, circón y opacos (Quesada *et al.*, 2013).

Los **micromonzogranitos porfídicos (5)** afloran en varios cuerpos de extensión plurihectométrica a kilométrica; en su afloramiento más occidental (Arroyo del Valle) presenta contactos graduales con la facies anterior, mientras que en su mayor afloramiento (Arroyo del Membrillo) parte de los contactos son graduales y otros son intrusivos. También afloran dentro del plutón de Cardeña con menor extensión y siempre con contactos intrusivos. Donaire *et al.* (1999) la incluyen junto a las adamellitas porfídicas como leucogranodioritas relacionadas con las granodioritas (Quesada *et al.*, 2013).

Mineralógicamente son rocas muy similares a los monzogranitos botíticos porfídicos, de los que difieren en aspectos texturales

tales como el tamaño de grano fino, la textura microgranular, la frecuente matriz poiquilitica que presentan y por la relativa abundancia de apatito acicular (Quesada et al., 2013). Contiene megacristales de feldespato potásico (2-4cm y en ocasiones hasta 6cm). También contienen fenocristales de cuarzo (1,5cm) y de plagioclasa (\leq 1,5cm) (Larrea et al., 2013 a). Al igual que estos, contiene cordierita (esporádica) y moscovita histerógena, siempre en cantidades accesorias.

El **cuarzo** representa una fase intersticial y poiquilitica en la matriz de la roca y constituye cristales de aspecto estallado con abundantes inclusiones de plagioclasa, biotita y apatito acicular (Quesada et al., 2013).

El **feldespato potásico**, con excepción de los feno/megacristales, representa una fase tardía intersticial y poiquilitica (Quesada et al., 2013).

La **plagioclasa** se presenta en fenocristales, en forma de inclusiones en cuarzo y feldespato potásico y en cristales de pequeño tamaño en la matriz (Quesada et al., 2013).

La **biotita** aparece como fenocristales y en pequeños cristales incluidos en plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico, los fenocristales presentan inclusiones de apatito más o menos hexagonal, y de circón.

3.1.3.1.3 Leucogranitos y microgranitos (6)

Afloran en cuerpos de pequeñas dimensiones ligados a las facies anteriores. Se observa una transición de la adamellita microporfídica que pasa hacia techo a un leucogranito fino biotítico bandeados con nidos de turmalina. Representan la facies más evolucionada dentro del plutón. Son rocas de color gris, gris-blancuzco y rosado amarillento, de tamaño de grano fino a medio; presentan cavidades miarolíticas dispersas llenadas a veces de placas de moscovita y cuarzo, y otras de turmalina y cuarzo.

La textura es holocristalina, inequigranular, alotriomórfica, en algunos casos débilmente porfídica. Sus componentes mayoritarios son, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y dependiendo de las localidades biotita; como minerales accesorios hay opacos, apatito, circón y cordierita.

El **cuarzo** es xenomórfico y en general constituye la fase de mayor tamaño.

El **feldespato potásico**, a excepción de los escasos fenocristales, es intersticial.

La **plagioclasa** es de composición albítica, observándose algunos fenocristales zonados de albita-oligoclase.

La **muscovita** es secundaria proviniendo de la sustitución de feldespato potásico, plagioclasa y biotita.

La **cordierita** se encuentra en cristales aislados completamente retrogradados a agregados de micas, tiene hábito anhedral a subhedral.

3.1.3.2 Unidad Granítica

La Unidad Granítica está constituida por una alineación de macizos en su mayoría circunscritos, alineados oblicuamente a la dirección general de la Unidad Granodiorítica. En conjunto definen una orientación N120°E, que discurre por el sector septentrional del

Batolito de Los Pedroches, formando un ángulo de 10°-15°, en sentido dextro con respecto a la dirección de la granodiorita. Intruyen tanto en la Unidad Granodiorítica del mismo como en el Culm del Dominio Lusitano Alcúndico de la ZCI.

Está constituida por macizos monzograníticos y graníticos, porfídicos, biotítico-cordieríticos con andalucita accesoria (macizos de Campanario-La Haba, Santa Eufemia, El Guijo, Mogabar, Cardeña-Virgen de la Cabeza, Los Escoriales-La Lancha, Linares, Guadalén-Arquillos y apuntamientos de Puente de Génave (Lalieux, 1983; García Casco, 1986; Carracedo et al., 1990; Carracedo, 1991; Larrea, 1998; Armendariz Dufur, 2004). En el área de la Hoja de Linares están representados los de Mogabar, Cardeña-Virgen de la Cabeza, Los Escoriales, Linares y Guadalén-Arquillos.

Los plutones del sector NO de esta alineación (Campanario-La Haba, Santa Eufemia, El Guijo, Mogabar y Los Escoriales) muestran una geometría generalmente ovoidal, con una cierta zonación centrípeta marcada por facies de diferente tamaño de grano; sin embargo, los del sector oriental (Cardeña-Virgen de la Cabeza, Linares y Guadalén-Arquillos) tienen geometrías alargadas o irregulares (Fig. 3.1).

Se emplazan con posterioridad a la Unidad Granodiorítica del batolito, así como al conjunto de diques de carácter intermedio y dirección norteada asociados a la misma (Martín Parra et al., 2000; Larrea et al., 2004), siendo sus contactos con la Unidad Granodiorítica intrusivos.

El tipo de roca más común es un granito o monzogranito biotítico porfídico de grano grueso y de color claro, en donde destaca la presencia de minerales alumínicos como cordierita y andalucita, además de turmalina. Los megacristales de feldespato potásico tienden a estar orientados, dando lugar al desarrollo de fábricas lineares y planolineares, generadas por flujo magmático.

Se han diferenciado tres facies diferentes: granitos y monzogranitos de los macizos de Cardeña-Virgen de la Cabeza y Linares; granitos y monzogranitos de los macizos de Mogabar, Los Escoriales-La Lancha y Guadalén –Arquillos; y Leucogranitos y microgranitos asociados.

Defalque et al. (1992) obtienen mediante el método de Rb/Sr una edad de 308 ± 11 Ma para el conjunto de granitos porfídicos de esta unidad. Por su parte, García de Madinabeitia (2003) mediante isocronas Pb/Pb sobre circones obtiene edades comprendidas entre 293 ± 6 y 307 ± 16 Ma para diversos plutones de la Unidad Granítica. Carracedo et al. (2009) mediante U/Pb en circones por el método ID-TIMS obtienen una edad de $304,3 \pm 1,8$ Ma para el Macizo de Mogábar.

3.1.3.2.1 Granitos y monzogranitos biotíticos de grano grueso, porfídicos ± cordierita. Macizos de Cardeña-Virgen de la Cabeza y Linares (7)

Es el más ampliamente representado entre los tipos existentes en la Unidad Granítica del Batolito de Los Pedroches (Fig. 3.1). En comparación con las granodioritas del batolito, contienen escasos enclaves microgranudos y xenolíticos, aunque localmente como en el borde meridional del macizo de Cardeña-Virgen de la Cabeza pueden ser más frecuentes (Larrea et al., 2013 a).

El **macizo de Cardeña-Virgen de la Cabeza** tiene forma rectangular, orientado aproximadamente N120°E, con un eje mayor de unos 53 Km de longitud y una anchura media de unos 10 km. Su contacto con la granodiorita de Los Pedroches es intrusivo. Su tex-

tura varía de alotriomórfica a hipidiomórfica inequigranular con marcado carácter porfídico debido a la presencia de fenocristales y megacristales de feldespato potásico; en ocasiones también las plagioclásas muestran una tendencia a desarrollar fenocristales, pero no tan abundantes ni del tamaño que alcanzan los del feldespato potásico (Quesada et al., 2013). La distribución de los megacristales no es uniforme y en ocasiones están orientados por flujo magmático (Larrea et al., 2013 a).

Además de los componentes normales (cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita) presentan frecuentemente cordierita, moscovita y en menor proporción andalucita, siendo el apatito, circón, rutilo, monacita y opacos los accesorios más comunes (Quesada et al., 2013, Larrea et al., en prensa, a y b).

El **cuarzo** se presenta en forma de agregados de cristales xenómorfos con un tamaño que puede superar el centímetro y formas globosas, aunque en general es intersticial y engloba a biotita, plagioclasa, feldespato potásico y apatito. En proporciones inferiores, también se presenta en pequeños cristales incluidos en feldespato potásico, plagioclasa y biotita; corroen a biotita, plagioclasa y feldespato potásico. También aparece como cuarzo gótico, llenando fisuras tardías y formando entrecrecimientos micrográficos con plagioclasa y feldespato potásico (Quesada et al., 2013, Larrea et al., en prensa b).

El **feldespato potásico** se presenta en fenocristales y megacristales con tamaños centimétricos (algunos alcanzan los 12cm), con macla de Carlsbad y abundantes pertitas de más de una generación. El carácter idiomórfico queda en ocasiones ligeramente borrado al estar engranados con otros minerales de la matriz, presentando bordes irregulares. Son abundantes las inclusiones de cuarzo, biotita y plagioclasa las cuales se disponen definiendo estructuras de *Frasl* (Quesada et al., 2013).

En la mesostasis el feldespato potásico se presenta en cristales xenómorfos, raramente maclados y con escasas pertitas e inclusiones. Son frecuentes los procesos reaccionales con plagioclasa y cuarzo desarrollando mirmequitas y golfos de corrosión respectivamente. También se ha observado feldespato potásico formando antipertitas, y como producto secundario en el proceso de cloritización de la biotita (Quesada et al., 2013).

La **plagioclasa** presenta tres hábitos diferentes: formando fenocristales y/o megacristales que alcanzan los 6cm de tamaño, con maclas frecuentes según las leyes de la Albita, Carlsbad, Albita-Carlsbad y Periclinia y zonado de tipo continuo o discontinuo, y menos frecuente oscilatorio y de tipo *patchy*. En los contactos con el feldespato potásico, suelen estar corroídos y forman mirmequitas. Su composición varía de An₁₂₋₁₅ en los bordes a An₂₅₋₃₂ en los núcleos. También se encuentran en forma de pequeños cristales hipidiomórficos, maclados según la ley de la Albita, sin zonación aparente, englobados en los fenocristales o megacristales de plagioclasa y a veces de cuarzo (Larrea, 1998); y en la mesostasis en forma de cristales hipidiomórficos, ligeramente zonados y con maclas similares a las de los fenocristales. Las inclusiones en estos cristales son escasas (Quesada et al., 2013).

La **biotita** forma cristales hipidiomórficos a xenómorficos, en general corroídos por las fases minerales posteriores y presentan intenso pleocroísmo pardo-rojizo. También se presenta en forma de agregados policristalinos de individuos de pequeño tamaño (posible biotita restítica). Se observan alteraciones a clorita y moscovita. Muestra a veces gran cantidad de inclusiones de accesorios primarios (Palero y Delgado-Quesada, 2008) como apatito, circón y opacos.

La **cordierita** es un mineral accesorio y esporádico, se presenta en cristales prismáticos de tamaño variable parcial o totalmente pinnitizados, desarrollando en el proceso de pinnitización un agregado de clorita, moscovita o biotita ligeramente verdosa. Se interpreta como de origen magmático (Quesada et al., 2013).

La **andalucita** se presenta como restos de cristales que han sido sustituidos por un agregado de moscovita; la sustitución prograda desde el borde hacia el núcleo de los cristales a través de los planos de exfoliación. Su frecuencia es inferior a la de la cordierita (Larrea et al., 2013 b).

La **muscovita** es un mineral de cristalización tardía a secundaria desarrollado a expensas del feldespato potásico en etapas post-magmáticas, o de origen secundario, originada como producto de alteración de plagioclásas, biotita, cordierita y andalucita.

El Plutón de Cardeña-Virgen de la Cabeza ha sido datado en 291±15 Ma (Penha Arribas, 1974) por el método K-Ar y 310±12 Ma por el método Rb-Sr (Larrea et al., 1999a).

El **Plutón de Linares** (Azcárate et al., 1977; Larrea, 1998) se sitúa al E de la fosa de Bailén. Intruye en los metasedimentos del Culm de Los Pedroches y se encuentra recubierto en su mitad meridional por sedimentos Triásicos (Fig. 3.1).

Al microscopio presenta textura hipidiomórfica, inequigranular seriada, con frecuencia de carácter porfídico. Su mineralogía está integrada por: **cuarzo** (32%), en individuos y/o agregados globulosos redondeados (de hasta 1,5cm), o cristales alotriomórficos de carácter intersticial; **feldespato potásico** (26%), tanto alotriomórfico como formando fenocristales subidiomórficos (de hasta 4cm) con maclas de Carlsbad y crecimientos micropertíticos, **plagioclasa** (19-38%, oligoclasa-andesina) formando fenocristales (de hasta 1,5cm) maclada y con zonados mayoritariamente de tipo normal y a veces con maclas polisintéticas; y **biotita** (11%) fuertemente pleocroica (tonos pardo-rojizos) en forma de placas o agregados policristalinos de pequeño tamaño; incluye apatito y circón con halos negros pleocroicos. La mesostasis es de grano medio a grueso. Como minerales accesorios presenta principalmente circón, apatito y menas metálicas (ilmenita) y más escasamente fluorita. A diferencia del macizo de Cardeña-Virgen de la Cabeza, no se detecta la presencia de cordierita, salvo en las zonas marginales donde junto con la andalucita (ambas pinnitizadas) han sido atribuidas a contaminación del encajante (Azcarate et al., 1977).

3.1.3.2.2 Granitos y monzogranitos biotíticos con moscovita, porfidi-cos±cordierita. Macizos de Mogabar, Los Escoriales-La Lancha y Guadalén-Arquillos (8).

El **Plutón de Los Escoriales-La Lancha** constituye un conjunto intrusivo individualizable dentro del Plutón de Cardeña-Virgen de la Cabeza (Fig. 3.1). Tiene una forma alargada, con una longitud de 14km y una anchura media de unos 5km, extendiéndose en una dirección aproximada N120°E (Armendariz Dufur, 2004).

En él se distinguen una facies principal constituida por los granitos y monzogranitos biotíticos porfídicos con cordierita de Los Escoriales y otras dos facies minoritarias: los granitos y leucogranitos porfídicos de grano grueso-muy grueso de dos micas de La Lancha, situados en el sector septentrional del Plutón y los monzogranitos porfídicos y granitos de dos micas heterogéneos de Navamorquín, situados en su extremo NE. El contacto entre estas facies es gradual.

La facies principal (Los Escoriales) son unos granitos a monzogranitos biotíticos porfídicos de color gris claro con matriz de grano

medio a grueso y megacristales tabulares de feldespato potásico de entre 1 y 10cm de longitud (predominan los comprendidos entre 1,5 y 3 cm) bien contrastados. La facies de La Lancha es de tonos blancos y puede alcanzar el grano muy grueso con porfidismo mal contrastado. La facies de Navamorquín tiene cierta afinidad con la de La Lancha, aunque en general tiene menor tamaño de grano y una gran variedad, con tipos biotíticos con algo de moscovita, monzogranitos porfídicos heterogéneos y tipos biotíticos-moscovíticos de grano fino con pequeños fenocristales de feldespato y alguno de cuarzo. La abundancia de megacristales es variable existiendo zonas de concentración de los mismos. Con frecuencia muestran orientaciones de flujo magmático que definen fábricas planares y lineares de dirección predominante N90°-130°E, subverticales (Armendariz Dufur, 2004). Es frecuente la presencia de cristales de cuarzo con secciones subredondeadas. Se observan también algunos *schlieren* biotíticos. En la facies de La Lancha se suelen ver bolsadas irregulares de pegmatitas con placas de biotita, moscovita, cuarzo, feldespato y turmalina.

Son frecuentes los pseudomorfos de cristales idiomórficos a subidiomórficos de cordierita de hasta 1cm, transformados totalmente en agregados micáceos.

Es característica de la facies principal (Los Escoriales) la presencia de enclaves micáceos ricos en biotita de hasta 3 a 4cm, de carácter restítico, mientras que en la de La Lancha y Navamorquín son bastante más escasos y pequeños.

Al microscopio presentan textura holocrystalina de alotriomórfica a hipidiomórfica, inequigranular de grano medio-grueso a grueso (y muy grueso en la facies de La Lancha), porfídica, caracterizada por la existencia de megacristales idiomórficos subidiomórficos de feldespato potásico. Su mineralogía principal está constituida por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita en la facies de Los Escoriales, mientras que la de La Lancha incluye también moscovita y la de Navamorquín tiene características que participan de las otras dos facies. En proporciones accesorias la facies principal contiene cordierita, moscovita, circón, apatito, monacita, xenotima y opacos, mientras que la de La Lancha no contiene moscovita ni xenotima, pero incluye fluorita. Con cierta frecuencia se observa, en la facies de Los Escoriales, andalucita y en ocasiones aparece sillimanita, al igual que en algunos tipos de la facies de Navamorquín (Armendariz Dufur, 2004).

El **cuarzo** en la facies de Los Escoriales, se encuentra principalmente como cristales alotriomórficos intersticiales tanto en individuos aislados como en agregados policristalinos. Se encuentra también, tanto en esta facies como en la de La Lancha, como cristales equidimensionales o subredondeados que pueden alcanzar gran tamaño. En los contactos con el feldespato potásico presenta límites automorfos a subautomorfos.

Puede incluir circón, apatito, biotita y plagioclasa y, en ocasiones, se encuentra como inclusiones subredondeadas (o idiomórficas en el caso de la facies de La Lancha) en el feldespato potásico y formando parte de mirmequitas (Armendariz Dufur, 2004).

La **plagioclasa** es oligoclasa (An23 a An29 en la facies principal) y tiene hábito subidiomórfico a idiomórfico y tamaño variable. A veces forma agregados policristalinos y glomérulos en sinneusis. Muestra maclado polisintético y de Carlsbad, y zonado concéntrico, oscilatorio difuso o continuo, y en algunos casos en parches. Frecuentemente, en contacto con el feldespato potásico es de carácter mirmequítico. Puede tener inclusiones de biotita, apatito y cuarzos góticos. En la facies de La Lancha, ocasionalmente se encuentran en ella pequeñas inclusiones idiomórficas de

cordierita alterada. En esta facies se encuentra también como pequeñas inclusiones idiomórficas en feldespato potásico.

Se encuentra también albite asociada a pertitas, mirmequitas y crecimientos intergranulares entre cristales de feldespato potásico (Armendariz Dufur, 2004).

El **feldespato potásico** a menudo forma fenocristales y megacristales subidiomórficos con maclado de Carlsbad y pertitas. Con frecuencia incluye biotita, cuarzo gótico o subidiomórfico y sobre todo plagioclasa con texturas de *Frasl*. En general en la facies de La Lancha es más pertítico que en la de Los Escoriales y algunos tipos de la de Navamorquín. Ocasionalmente puede incluir algún cristal de cordierita alterada.

En algunos casos contiene inclusiones góticas-simplectoides de cuarzo. También forma cristales menores intersticiales y con hábitos poiquiliticos (Armendariz Dufur, 2004).

La **biotita** se presenta como cristales subidiomórficos a alotriomórficos aislados o en agregados policristalinos pequeños de color castaño-rojizo intenso. Suelen tener abundantes inclusiones de circón con halos negros pleocroicos, y también de apatitos, opacos, monacita (en ocasiones con halos negros) y xenotima (solo en la facies principal). Con frecuencia presenta bordes simplectoides en contacto con el feldespato potásico y en menor proporción con la plagioclasa. Puede estar como inclusiones en cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico.

También se encuentra, junto con moscovita y clorita entre los productos de alteración de la cordierita (Armendariz Dufur, 2004).

La **muscovita** suele ser alotriomórfica a ligeramente subidiomórfica y suele formarse por crecimientos tardíos a partir de biotita, feldespato potásico, plagioclasa, y en la facies principal también sobre cordierita, andalucita y ocasionalmente sillimanita. En algunos casos, en la facies de Los Escoriales y en algún tipo de la de Navamorquín, se encuentran prismas aciculares de sillimanita o madejas de fibrolita incluidos en la moscovita. Igualmente puede incluir restos de biotita, así como del apatito y circón que estaban incluidos en la misma. También puede desarrollar crecimientos blásticos de aspecto simplectoide sobre cristales de feldespato potásico y plagioclasa, y en la facies de La Lancha crecimientos radiales intersticiales (Armendariz Dufur, 2004).

La **cordierita** se presenta como prismas subidiomórficos a idiomórficos, retrogradados totalmente a agregados de biotita, biotita verde y moscovita o a pinita, dispersos o incluidos en cuarzo, plagioclasa o feldespato potásico. En ocasiones contiene inclusiones de circón y opacos (Armendariz Dufur, 2004).

La **andalucita** aparece en la facies principal como pequeños cristales idiomórficos o alotriomórficos parcialmente transformados a moscovita. A veces aparece como inclusiones en plagioclasa y feldespato potásico con una corona de sericit o moscovita (Armendariz Dufur, 2004).

La **sillimanita** se suele encontrar en la facies principal como inclusiones de agujas o pequeñas madejas de fibrolita, que suele incluir algo de biotita, en placas de moscovita (Armendariz Dufur, 2004).

En el borde occidental de la Hoja de Linares aflora el sector oriental del **Macizo de Mogabar** en su facies común, muy similar a las facies principales del Plutón de Los Escoriales-La Lancha. Se trata de un granito biotítico porfídico de grano grueso de color

claro, en donde destaca la presencia de minerales alumínicos como cordierita y andalucita, además de turmalina. Al igual que en el Plutón de Los Escoriales-La Lancha, los megacristales de feldespato potásico tienden a estar orientados, dando lugar al desarrollo de fábricas lineares y planolineares, generadas por flujo magmático.

La facies común presenta una textura porfídica, determinada por la presencia de megacristales de feldespato potásico poikilitíticos y pertíticos, con frecuentes texturas *Frasl*, en una matriz alotriomórfica inequigranular de grano medio a grueso, con fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa y una masa intersticial de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo con escasas biotitas automorfas dispersas.

El **cuarzo** presenta características similares a las del plutón de Los Escoriales-La Lancha, apareciendo como intersticial y en agregados globosos de hasta 1cm (Palero y Delgado-Quesada, 2008, Fernández et al., 2013). También aparece como inclusiones dentro del feldespato potásico, corroyendo a biotita, plagioclasa y feldespato potásico y formando entrecrecimientos gráficos con plagioclasa (Fernández et al., 2013).

El **feldespato potásico** muestra también características similares a las del plutón de Los Escoriales-La Lancha, formando también fenocristales y megacristales de entre 2 y 12cm (predominando los comprendidos entre 3 y 5 cm), casi siempre maclados según la ley de Carlsbad y, que en algunos casos presentan macla de la microclina afectando parcial o totalmente a los cristales.

La **plagioclasa** es oligoclasa y presenta características similares a las del plutón de Los Escoriales-La Lancha, llegando a alcanzar los fenocristales hasta 2,5cm. Las inclusiones de cuarzo, biotita, plagioclasa de menor tamaño, apatito y opacos suelen ser frecuentes (Fernández et al., 2013).

La **biotita** aparece como monocristales de apreciable tamaño o en agregados policristalinos de individuos de pequeño tamaño, que pueden estar corroídos por el feldespato potásico, la plagioclasa y el cuarzo (posibles biotitas restíticas). Los monocristales tienen abundantes inclusiones de apatito, circón y opacos (Fernández et al., 2013).

La **cordierita** es casi un mineral accesorio, pero se encuentra de manera generalizada y tiene características magmáticas (Fernández et al., 2013). Se presenta en cristales prismáticos de tamaño variable parcial o totalmente pinnitizados; algunos cristales presentan maclas polisintéticas o cíclicas. Con frecuencia está asociada a biotita.

Ocasionalmente puede aparecer **andalucita** rodeada de pajuelas de sericita-moscovita, o incluida en placas de moscovita junto con cuarzo.

La **moscovita** es siempre secundaria, procedente de la desestabilización de biotita, feldespato, cordierita y andalucita. El resto de los minerales son accesorios, como apatito, titanita, rutilo, circón y opacos.

Carracedo et al. (2009) mediante U/Pb en circones por el método ID-TIMS obtienen una edad de $304,3 \pm 1,8$ Ma para este plutón.

El **Plutón de Guadalén-Arquillos** aflora discontinuamente bajo la cubierta triásica (Fig. 3.1). Se diferencian por una ligera mayor abundancia de cordierita y xenolitos esquistosos. Presentan esporádicos enclaves microgranulares biotíticos de composición tonalítica.

Al microscopio son similares a los anteriormente descritos. Se trata de rocas holocristalinas, con textura hipidiomórfica inequigranular porfídica, constituidas principalmente por feno-megacristales de feldespato potásico (de hasta 8-10cm), fenocristales de cuarzo (1cm) y plagioclasa (menor de 2cm), en una mesostasis granítica de grano medio a grueso con biotita. En proporciones accesorias contienen apatito, circón, opacos, fluorita y cordierita (Azcarate y Espejo, 1977; Larrea, 1998).

La matriz está constituida por cuarzo (19-42%), feldespato potásico (24-47%), plagioclasa (16-31%) y biotita (10-14%).

El **cuarzo** es alotriomórfico a subidiomórfico y está frecuentemente incluido dentro del feldespato potásico (Azcarate y Espejo, 1977).

El **feldespato potásico** se presenta en grandes cristales alotriomórficos con maclas de Carlsbad y micropertíticos (Azcarate y Espejo, 1977).

La **plagioclasa** (oligoclasa) suele ser idiomórfica a subidiomórfica, zonada y a veces con maclado polisintético (Azcarate y Espejo, 1977).

La **biotita**, de tonos pardo-rojizos contiene numerosas inclusiones de apatito y circón rodeadas de halos negros pleocroicos (Azcarate y Espejo, 1977).

La **cordierita** es frecuente, con contenidos menores del 2%; forma cristales subidiomórficos a xenomórficos de unos 2mm casi totalmente pseudomorfizados por pinnita (Larrea, 1998).

3.1.3.2.3 Leucogranitos y microgranitos (9)

Constituyen masas que pueden alcanzar algunos km² de superficie, siendo la mayor la del Santuario de La Virgen de La Cabeza. Los contactos entre estos dos tipos son graduales, al igual que ocurre con los granitos biotíticos porfídicos de grano grueso del Macizo de Cardeña-Virgen de la Cabeza (Larrea et al., 2013 a). Representan las facies más evolucionadas en este sector del Batolito de los Pedroches. Se trata de rocas de color gris, gris-blanquecino y rosado amarillento.

Los **microgranitos biotíticos** son mineralógicamente similares a los granitos biotíticos porfídicos de grano grueso. Las diferencias que presentan con respecto a aquellos son el tamaño de grano y la proporción y tamaño de los megacristales de feldespato potásico (1-6cm) (Larrea, 1998; Larrea et al., 2013 a).

Tienen texturas holocristalinas, hipidiomórficas a alotriomórficas inequigranulares, porfídicas. El porfidismo es debido a la presencia de fenocristales (en general ≤ 1 cm) de feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa (Larrea et al., 2013 a).

Su mineralogía principal consta de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Los minerales accesorios son: circón, apatito y minerales opacos (ilmenita) y cordierita (Larrea, 1998; Larrea et al., 2013 a).

Los **leucogranitos** pueden ser moscovíticos con biotita (de dos micas) o de tendencia aplítica, inequigranulares o equigranulares, respectivamente y en ocasiones porfídicos debido a la presencia de fenocristales de feldespato potásico (1cm) y cuarzo (1cm) (Larrea et al., 2013 a). Destacan nódulos negruzcos de turmalina de formas subredondeadas y de 5 a 6 cm de diámetro.

Tienen texturas holocristalinas, hipidio-alotriomórficas, equi o inequigranulares de grano fino a medio, a veces con dominios granofídicos, o con crecimientos nodulares.

En ocasiones presentan carácter porfídico debido a la presencia de fenocristales de cuarzo y feldespato potásico. Desarrollan frecuentes texturas micropegmatíticas, y en el caso de los de dos micas con frecuencia tienen cavidades miarolíticas (Larrea *et al.*, 2013 a).

Como minerales principales se encuentran: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita (esta última solo en los de dos micas). Los minerales accesorios principales son: biotita, círcón, apatito y opacos (ilmenita); xenotima (en los de dos micas) y cordierita y turmalina (en los de tendencia aplítica) (Larrea, 1998; Larrea *et al.*, 2013 a).

El **cuarzo** es en general xenomórfico y de carácter intersticial, y desarrolla intercrecimientos micrográficos con el feldespato potásico y/o la plagioclasa. En los leucogranitos de dos micas presenta golbos de corrosión y con frecuencia engloba inclusiones del resto de los minerales. Se presenta también como cristales idiomórficos a subidiomórficos y agregados policristalinos de hasta 1cm, así como en pequeños cristales idiomórficos incluidos en plagioclasa, feldespato potásico y en ocasiones micas (Larrea, 1998).

El **feldespato potásico** en su mayoría es intersticial, xenomórfico y con maclado de Carsbad. Desarrolla mirmequitas y bordes de corrosión con los minerales vecinos. Se observan también fenocristales o megacristales de entre 1 y 6cm, idiomórficos maclados según Carsbad, de carácter pertítico, que incluyen plagioclasa, cuarzo y biotita, y en los leucogranitos de dos micas moscovita (Larrea, 1998).

La **plagioclasa** varía en composición entre albita y oligoclasa ácida. Está maclada (Albita, Periclina, Carsbad y Albita-Carsbad) y ocasionalmente presenta zonado continuo. En general tiene hábito hipidio-xenomórfico, con cristales de menos de 3mm. Desarrolla texturas micropegmatíticas con cuarzo y en los microgranitos bordes mirmequíticos con feldespato potásico. Engloba pequeños cristales de biotita, cuarzo y una plagioclasa subidiomórfica de 0,1mm con maclado polisintético (no presente en los leucogranitos de tendencia aplítica) (Larrea, 1998).

La **biotita** constituye entre el 3 y 9% en los microgranitos, estando en proporciones accesorias en los leucogranitos. Se presenta como cristales subidiomórficos a xenomórficos y pleocroismo marrón-rojizo de intensidad variable, e incluye círcón con halos negros pleocroicos, apatito y opacos, y en algunos casos cuarzo. Desarrolla bordes de corrosión en contacto con feldespato potásico y cuarzo. En los leucogranitos aparece como intercrecimientos o formando agregados policristalinos con moscovita (Larrea, 1998).

La **muscovita** llega a alcanzar el 7% en los leucogranitos de dos micas. Se trata de cristales hipidiomórficos a xenomórficos que suelen estar asociados a la biotita probablemente como sustitución de esta. Se observan también moscovitas secundarias procedentes de alteración de feldespatos y de relleno de cavidades miarolíticas (Larrea, 1998).

La **cordierita** está presente solo en algunos casos en los microgranitos y en los leucogranitos de tendencia aplítica, como cristales, hipidiomórficos a xenomórficos menores de 1mm, totalmente pinitizados. Aparece incluida en cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico e intercrecida con biotita (Larrea, 1998).

La **turmalina** es de cristalización tardía y puede formar agrupaciones nodulares de cristales zonados.

3.1.4 Rocas Filonianas

En el área de la Hoja se han distinguido varios tipos de rocas filonianas, asociadas principalmente al Batolito de Los Pedroches, en

el que constituyen dos conjuntos de haces, y con menor entidad al Plutón de Santa Elena y al núcleo del Anticlinal de Alcudia.

Una característica esencial del Batolito de los Pedroches es el importante y variado Complejo de Diques que lo corta (Carracedo *et al.*, 1997). Está compuesto principalmente por diques de pórfidos de composición intermedia, diques de pórfidos graníticos y algunos grandes diques de cuarzo. Dentro de cada familia hay variaciones composicionales, incluso dentro de un mismo dique. Pero hay unas pautas de emplazamiento que permiten su clasificación. Aranguren *et al.* (1997) dan un modelo de emplazamiento de los diques, en un régimen transtensivo de carácter dextro, activo durante el emplazamiento de todo el Batolito de Los Pedroches, de modo que los diques de composición intermedia se emplazarían a favor de fracturas, de tipo Riedel, R', mientras que los diques graníticos se emplazarían por las fracturas tipo R. Para estos autores los diques de composición intermedia intruyen después de la solidificación de las rocas granodioríticas en el actual nivel de emplazamiento de los plutones graníticos. Los diques graníticos se emplazan con posterioridad a la solidificación del plutón granítico de Cardeña-Virgen de la Cabeza, pero de forma casi sincrónica, aunque ligeramente posterior a la intrusión del resto de los plutones graníticos.

En un estudio realizado en el área de Belalcázar (Hoja 1:200.000 de Pozoblanco) por Martín Parra *et al.* (2000) se establece que inmediatamente después del emplazamiento de las granodioritas se produce una sucesión de etapas de fracturación caracterizadas por el emplazamiento de las familias de diques. Esta fracturación obedece a un modelo de cizalla frágil dextra con componente extensional. La primera familia de diques son filones de aplopegmatitas con turmalina (no representados en la Hoja de Linares). A continuación se produce la intrusión de diques de composición intermedia de dirección NNE-SSO a NNO-SSE, que dibujan sigmoides por la evolución de las fracturas tensionales. Posteriormente intruye un gran haz de diques graníticos de dirección N140° E, relacionados con la intrusión de los plutones de la Unidad Granítica.

Por último se produce una etapa de fracturación en régimen frágil con relleno hidrotermal de baja temperatura, cuarzo, barita, carbonato cálcico y menas metálicas.

A continuación se describen estos sistemas filonianos, así como el resto de diques representados en la Hoja.

3.1.4.1 Diques de pórfidos granodioríticos (10)

En el área de la Hoja se encuentran representados en el borde O de la misma, en relación con la Unidad Granodiorítica del Batolito de Los Pedroches, en la que encajan, y en el sector centro-oriental de la misma, al E de El Centenillo, probablemente relacionados con el Plutón de Santa Elena.

A escala del **Batolito de Los Pedroches**, están concentrados principalmente en haces de geometría sigmoidal y orientación media NNO-SSE a NNE-SSO, que tienen su expresión máxima en la vecina Hoja 1:200.000 de Pozoblanco (Matas y Martín Parra, 2015).

En el borde O de la Hoja de Linares, este tipo es intrusivo en la granodiorita de Los Pedroches y en los metasedimentos encajantes y están cortados por el resto de los diques. No aparecen en relación con los granitos pórfídicos. En este sector del batolito, únicamente están representados algunos diques de dirección norteada, comprendida entre N-S y N10°E. Tienen buzamientos subverticales, longitudes de varios kilómetros y potencias entre 10 y 30m.

Los estudios petrográficos realizados al O del Batolito (donde están más representados) ponen de manifiesto que es una serie continua que va desde dioritas y monzogabros a diques monzograníticos. Las variaciones petrográficas aparecen en diques separados, pero también en diques de un mismo haz, e incluso dentro de un mismo dique.

En muchos casos se reconocen bordes de enfriamiento de los diques, caracterizados tener una textura porfídica con matriz afanítica, mientras que el centro de los mismos es porfídico con matriz granular de grano fino a medio (Palero y Delgado-Quesada, 2008). Este hecho que indica que su emplazamiento se produjo una vez que las rocas granodioríticas encajantes estaban totalmente cristalizadas y relativamente frías. Así pues, los pórvidos granodioríticos son netamente posteriores a las rocas plutónicas de igual composición, representando los últimos estadios evolutivos de este tipo de magmatismo en el sector que nos ocupa (Quesada et al., 2013).

Al microscopio muestran una marcada textura porfídica definida por fenocristales de cuarzo, plagioclasa (andesina) y biotita de diferente tamaño que pueden alcanzar varios centímetros (sobre todo los de plagioclasa) y raramente anfíbol (hornblenda actinolítica a actinolita-tremolita) o feldespato potásico en una matriz microgranular en ocasiones granofídica, constituida por los mismos componentes (Palero y Delgado-Quesada, 2008; Quesada et al., 2013).

Los accesorios más frecuentes son círculo, apatito, ilmenita, magnetita, titanita y allanita.

Son frecuentes los golfos de corrosión en los fenocristales de cuarzo, la zonación en las plagioclásas es similar a la descrita en las rocas granodioríticas así como las corrosiones que afectan a algunos cristales de biotita (Quesada et al., 2013).

El **cuarzo** de los fenocristales presenta frecuentemente golfos de corrosión magmática; en la matriz este mineral se presenta en cristales intersticiales y formando intercrecimientos micrográficos con plagioclasa y feldespato potásico definiendo una textura granofídica (Fernández et al., 2013). Las **plagioclásas** (andesina) de los fenocristales presentan una zonación similar a la descrita en las granodioritas (Quesada et al., 2013), mientras que la de la matriz no está zonada. El **feldespato potásico** suele aparecer en la matriz como pequeños cristales anhédronas e intersticiales y matriz formando intercrecimientos micrográficos con cuarzo. Las **biotitas** están en algunos casos afectadas por corrosiones similares a las de las granodioritas (Quesada et al., 2013). También se presentan en inclusiones dentro de los fenocristales de plagioclasa. El **anfíbol**, aparece ocasionalmente en microfenocristales y en agregados.

Se han incluido también en este grupo dos diques de composición más básica (microdiorita-tonalita a diabasa) que llevan también dirección aproximada N-S y cortan a la granodiorita en el contacto N del batolito.

El dique de microdiorita a tonalita, tiene una menor proporción de cuarzo y feldespato potásico (que puede estar ausente) y al microscopio muestra una textura microgranular constituida por un entramado de plagioclasa y biotita con algo de cuarzo.

El dique de diabasa muestra una textura intergranular a subofítica constituida por un entramado de plagioclasa (andesina) con piroxeno, anfíbol y biotita intersticiales.

En el sector situado **al E de El Centenillo**, se encuentra un cortejo de diques de dirección aproximadamente norte-sur, de composición comprendida entre granitos, granodioritas, dioritas

y diabasas, que han sido estudiados por diferentes autores (Richter, 1967; Butenweg, 1968; Tamain, 1972; Charpentier, 1976; Ríos, 1977; Palero, 1991; Lillo, 1992).

Se encuentran en haces situados al norte del Plutón de Santa Elena encajando en su aureola de contacto, y al norte de la continuación de la aureola de contacto tanto al este como al oeste del plutón, situándose por tanto en el bloque de muro de la zona de cizalla de Santa Elena-Puente Génave (Martín Parra et al., 2003, Martín Parra et al., 2003) de espesor métrico a decamétrico y muestran un aumento de basicidad de oeste a este, pasando de composición granítica en el sector occidental a diorítica al este del área de estudio, según Ríos Aragüés (1977).

Palero (1991) las describe como rocas granudas de color verde (cuando no están alteradas a masas rojizas), inequigranulares y de grano medio a fino y las clasifica como diabasas, al igual que Lillo (1992), en este caso para los diques situados al N y E del plutón de Santa Elena..

Al microscopio, están constituidas principalmente por plagioclasa cárquica, hornblenda y ortopiroxeno, observándose en proporciones accesoriales titanita y abundante apatito. Los minerales mayoritarios están alterados parcialmente, apreciándose saussuritización de las plagioclásas, las cuales están transformadas a epidota, zoisita y clinzoisita, y uralitización de los piroxenos, que se han alterado a anfíbol (Palero, 1991). Las rocas que afloran al sur de La Nazarena tienen una composición mineralógica similar (plagioclásas cárquicas, anfíboles, augitas alteradas, serpentina) (Capote y Hernández Enrile, 1969; Gumié, 1982).

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

Richter (1967), por otra parte, describe para los **pórvidos graníticos** una mineralogía principal constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Como minerales accesorios cita apatito y opacos; y clorita, calcita y sericitita como minerales secundarios. El **cuarzo** es subredondeado con golfos de corrosión. El **feldespato potásico** está parcialmente sericitizado y ocasionalmente muestra maclado de Carlsbad. La **plagioclasa** es de composición Oligoclásica-Andesina (An30). La **biotita** es marrón débilmente pleocroica, a veces idiomórfica, muy transformada a clorita.

Butenweg (1968), Tamain (1972) y Charpentier (1976) señalan la existencia de pórvidos ácidos, microgranitos porfídicos y "lampríofidos" en el cortejo peri-plutónico del plutón de Santa Elena. Por su parte Ríos (1977) clasifica a estas rocas filonianas como granitos, granodioritas y dioritas, observando una basicidad creciente de O a E.

3.1.4.2 Pórvidos graníticos y monzograníticos (11)

Constituyen dos haces principales de diques de decenas de kilómetros de longitud y varios kilómetros de anchura, y algún haz menor, con direcciones en torno a N140° E. Recorren el batolito

cortando al macizo de Cardeña-Virgen de la Cabeza por su sector central el más septentrional, y por el borde S de la alineación que constituye la Unidad Granítica, el más meridional (Fig. 3.1). Penetran en el encajante y se pueden encontrar a medio centenar de kilómetros de distancia. Cortan a las granodioritas y a los granitos porfídicos del macizo de Cardeña-Virgen de la Cabeza, así como a los diques de pórfidos granodioríticos; sin embargo, solo penetran unos centenares de metros en el Macizo de Mogabar.

Se trata de una rocas porfídicas, con fenocristales de cuarzo y feldespatos en una matriz microcristalina de igual composición. El color es claro, blanquecino-grisáceo y rojizo por alteración.

Los diques presentan frecuentemente una estructura zonada con bordes porfídicos con matriz afanítica y zonas centrales en donde la matriz es microgranulara.

Composicionalmente existen dos tipos: uno de composición granítica, y otro monzogranítica; localmente se cortan entre ellos, pero con frecuencia se pasa en una misma fractura de uno a otro tipo composicional.

Los de **composición granítica** son los más abundantes y los de mayor tamaño, llegando a alcanzar los 150 m de espesor y longitudes de más de 25 Km en la vecina Hoja de Pozoblanco (Matas y Martín Parra, 2015.). En esta Hoja su potencia varía entre 3 y 30m y sus buzamientos son subverticales. En estos tipos los rasgos fluidales pueden ser muy evidentes y son frecuentes las texturas esferulíticas o de desvitrificación (Quesada et al., 2013). Los fenocristales son de cuarzo con frecuentes golfos de corrosión magmática, de ortosa (pueden alcanzar hasta 6cm), en ocasiones microclinizada, de albita y biotita. La matriz está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, albita, biotita y moscovita secundaria, siendo muy frecuentes los entrecimientos gráficos de cuarzo y feldespatos.

Texturalmente pueden distinguirse varios tipos: pórfidos graníticos con texturas micrográficas y mirmequíticas; pórfidos riolíticos, con matriz afanítica y, en ocasiones, sin fenocristales; y pórfidos granofídicos, con matriz fanerítica con abundantes texturas mirmequíticas, micrográficas y granofídicas.

Los de **composición monzogranítica** se diferencian de los anteriores en la mayor proporción de biotita, la cual forma también fenocristales, junto con la plagioclasa, cuarzo bipiramidal y, en su caso, anfíbol (hornblenda actinolítica o tremolita-actinolita). Otras diferencias son el carácter ligeramente más básico de la plagioclasa (oligoclasa) y la presencia de megacristales de feldespato potásico (de hasta 10cm) orientados paralelamente a los bordes de los diques, los cuales pueden estar corroídos por la matriz pero nunca la incluyen (Palero y Delgado-Quesada, 2008, Quesada et al., 2013). La matriz está formada por los mismos minerales, además de apatito, circón, ilmenita y titanita como accesores.

Bellon et al. (1979) obtuvieron una edad de 297 ± 15 Ma para un dique dacítico N-S, y 315 ± 16 Ma para un dique riolítico (K/Ar en roca total), ambos intrusivos en la granodiorita. Defalque et al. (1992) dataron el emplazamiento de los diques ácidos de dirección N120-130E, mediante Rb/Sr en roca total, en 295 ± 18 Ma, mientras que Jiménez San Pedro (2004) obtuvieron una edad de 289 ± 6 Ma por el mismo método.

3.1.4.3 Diques de diabasas y rocas básicas del Anticlinal de Alcudia (12)

En el Valle de Alcudia (Hoja de Brazatortas), afloran diques de diabasas post-S₁, encajados principalmente en las rocas precámbricas, pero

también se han encontrado en el sinclinal de Puertollano. Presentan dos direcciones bien marcadas que son ONO-ESE y NE-SO (Ramírez et al., en prensa a), si bien se encuentra más desarrollada esta última, que ha sido la representada en la Hoja. Tienen normalmente potencias de menos de un metro, pero ocasionalmente pueden alcanzar hasta los 10 m (Ramírez et al., en prensa b). La longitud puede ser importante alcanzando magnitudes kilométricas.

Se trata de rocas granulares de color verde, equigranulares y con grano fino a medio, normalmente muy alteradas.

Al microscopio están formadas por plagioclasa cárquica, hornblenda y ortopiroxeno. Como accesorios se encuentra titanita y abundante apatito. Los minerales mayoritarios están parcialmente alterados, apreciándose una saussuritización de las plagioclases, las cuales están transformadas en epidota, zoisita y clinozoisita, y una uralitización de los piroxenos, los cuales están alterados a anfíbol (Ramírez et al., en prensa a).

Existen algunos diques de composición básica anfibolítica en la esquina SO de la Hoja de Brazatortas que contienen anfíboles groseramente orientados, así como diques básicos microgranulados repartidos por el Anticlinal de Alcudia, que han sido considerados por Ramírez et al. (en prensa a, b) como pre-variscos (pre-S₁). Así mismo los autores anteriores citan la existencia de algunos escasos diques ácidos e intermedios encajados en las rocas precámbricas no representados en la Hoja 1:200.000, que también consideran pre-variscos. Estos diques apenas manifiestan señales de deformación, manifestando únicamente una fracturación ortogonal que parece una prolongación refractada de los planos de esquistosidad S₁ de las rocas encajantes (Ramírez et al., en prensa a).

3.1.4.4 Diques de aplitas y leucogranitos (13)

Estas dos tipos de diques aparecen íntimamente asociados espacial y genéticamente, por lo que se describen conjuntamente; cortan tanto a la unidad granodiorítica como a la unidad granítica. Están constituidas por rocas de color blanco amarillento, de tamaño de grano fino a medio (≤ 5 mm), y en ocasiones tienen carácter porfídico.

Las aplitas están compuestas principalmente por cuarzo, feldespato potásico y albita con cantidades menores de biotita y turmalina, y presencia esporádica de cordierita, circón, apatito, titanita, topacio, berilo y casiterita. La moscovita es secundaria o hidrotermal (Palero y Delgado-Quesada, 2008). Existen en algunos casos unos agregados moscovítico-cloríticos de reemplazamiento de un mineral anterior (posible granate).

Tienen texturas holocristalinas, hipidiomórficas-alotriomórficas equigranulares de tamaño de grano fino a medio. En ocasiones tienen aspecto porfídico debido a la presencia de fenocristales de feldespato potásico (1-2cm) y plagioclasa (≤ 1 cm). Pueden desarrollarse en ella dominios con texturas micropegmatíticas y microcavidades mirolíticas.

También se encuentran pegmatitas, cuya representación es muy escasa y forman parte de los mismos diques que las aplitas.

La mineralogía de las pegmatitas se reduce a cuarzo, feldespato potásico y turmalina (Palero y Delgado-Quesada, 2008).

3.1.4.5 Diques de cuarzo (14)

3.1.4.5.1 Batolito de Los Pedroches

Cortan a todas las unidades del batolito y a los metasedimentos del encajante, en donde suelen estrecharse y con frecuencia se

resuelven en una red de filoncillos centimétricos. Los diques y filones de cuarzo corresponden en parte a las últimas etapas de fracturación, ya hidrotermales, ligadas a la evolución del Batolito, sin que pueda descartarse que parte de ellos se hayan generado en etapas post-variscas. Su dirección varía entre N-S y N30°-40°E según tramos en un mismo dique. Con menor frecuencia tienen direcciones N140°-160°E, en cuyo caso aprovechan la existencia de diques previos. Sus longitudes suelen ser kilométricas y buzamientos subverticales. Sus potencias oscilan entre 50cm y 10 a 15m (Palero y Delgado-Quesada, 2008). Están relacionados con un evento de flujo hidrotermal de baja temperatura, que más al O (Hoja 1:200.000 de Pozoblanco) produce rellenos de cuarzo, barita, carbonatos y depósitos de sulfuros. A menudo representan brechas de colapso de cuarzo y barita subsecuentemente silicificadas, de relleno de venas tensionales (Martín Parra *et al.*, 2000).

En el área de esta Hoja, frecuentemente aparecen zonados, presentando la siguiente estructura:

- Bordes de cuarzo amorfo o criptocristalino.
- Zona intermedia brechoide y jaspeada.
- Zona interna con rellenos de óxidos de hierro y/o carbonatos.

Algunos de ellos han sido explotados o investigados por la presencia de mineralizaciones de Fe, Cu y U en el interior del batolito, y de Pb, Bi, Sn, Ag en las zonas externas y aureolas de contacto (Quesada *et al.*, 2013). Los hastiales de estos filones de cuarzo muestran con frecuencia una zona de alteración (principalmente silicificación y hematitización) de espesor normalmente inferior a 1-2 m (Larrea *et al.*, 2013 a).

3.1.4.5.2 Plutón de Linares

Si bien, debido a la escala del mapa no han sido representados, afloran por todo el plutón con direcciones comprendidas entre N25°-65°E, subverticales, con espesores entre unos centímetros y 15 m y recorridos de hasta 5 kilómetros. Están mineralizados en su práctica totalidad (Pb, Ag, Cu y Fe; Azcarate *et al.*, 1976; Lillo, 1992; Larrea *et al.*, 1994).

3.1.4.5.3 Sector Plutón de Santa Elena-El Centenillo

Afloran por todo el Plutón de Santa Elena, cortando también al encajante del mismo, tanto en sus proximidades, como alejados del plutón hacia el oeste hasta El Centenillo. Ríos Aragüés (1977) destaca la gran abundancia de filones de cuarzo que encajan en corneanas o pizarras con quiamolita, que desaparecen fuera de la aureola de contacto.

Esta red de filones de cuarzo se desarrolla fundamentalmente en el bloque de muro de la Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide, siendo prácticamente inexistente, en el bloque de techo. Se pueden observar predominantemente dos sistemas de direcciones: uno de direcciones norteadas, comprendido entre N-S y N30E, buzando unos 70° al oeste y otro comprendido entre E-O y N110E, con buzamientos desde 45 a 70° al sur, para las direcciones E-O y de 58-71° al sur a subverticales para los de direcciones N110E. Además existe otro sistema de dirección N60-70E, subvertical, menos representado (Charpentier, 1976, Ríos Aragüés, 1977). Los filones son cuerpos que llenan espacios abiertos de 1 a 2m de espesor, si bien localmente pueden alcanzar los 15m con longitudes que varían desde varios metros a varios kilómetros. Muestran diversas texturas, como: bandeados asimétricos, brechas y texturas en dominios y pueden llevar asociados junto con el cuarzo, carbonatos, barita y menas (Lillo, 1992).

Los sistemas N60-70E y N110E, son los principales portadores de mineralizaciones, que en su mayoría son de plomo-plata, y en menor proporción de Cu y Fe.

Los principales filones y fracturas llenas por cuarzo, tanto a escala cartográfica, como a escala de afloramiento, son coherentes con los ejes principales de esfuerzos correspondientes a la zona de cizalla en este sector, de modo que el sistema comprendido entre este-oeste y N110E, con buzamientos desde 45 a 70°S, para las direcciones este-oeste y de 58-71° al sur a subverticales para los de direcciones N110E se corresponderían con grietas tensionales de la dirección principal de extensión de la zona de cizalla. Por otra parte, el sistema de direcciones norteadas, comprendido entre norte-sur y N30E, buzando unos 70° al oeste se corresponden con una extensión menor en la dirección del eje intermedio de esfuerzos.

Vázquez *et al.* (2002) describen la existencia de caolinita retrohidrotermal, producto de la alteración de porfidoblastos de andalucita de contacto, en relación con la Zona de Cizalla Extensional Puente Génave-Castelo de Vide. Relacionan la caolinización con la circulación de fluidos mineralizadores de los filones de cuarzo que dieron lugar a las mineralizaciones de plomo-zinc, basándose para ello, por una parte, en que según Parry (1998), en las rocas de falla alteradas por fluidos hidrotermales la caolinita es estable en presencia de cuarzo por debajo de 270°C, y por otro lado, en que el rango de temperatura de depósito de los fluidos mineralizadores del distrito minero de Linares – La Carolina está entre 90 y 200°C (Canals y Cardellachs, 1997), valores compatibles con los que se pueden estimar para la caolinización. Además, Vázquez *et al.* (2002) citan la presencia de cristales relictos de pirofilita, que indicarían una evolución desde una fase de circulación de fluidos a más alta temperatura a una en condiciones más frías, que prosiguió tras el cese de los esfuerzos extensionales, ya que la caolinita que reemplaza a los porfiroclastos de andalucita no está deformada.

3.1.5 Vulcanitas básicas del Campo de Calatrava (15)

Son materiales procedentes de emisiones volcánicas y están representados por bloques, coladas o escorias que constituyen afloramientos dispersos y recubiertos por suelos, que se extienden por el N de la Hoja 1:200.000 de Linares (Hojas 1:50.000 de Brazatortas, Mestanza y El Viso del Marqués).

Se encuentran diversos edificios volcánicos, siendo la composición de los productos emitidos melilititas y nefelinitas olivínicas, limburgitas y basaltos olivínicos. Las rocas que forman estos edificios forman pitones, coladas lávicas y depósitos piroclásticos, freato-magnéticos y volcano-sedimentarios. Estas rocas son en general ricas en olivino, mineral que aparece como pequeños fenocristales. Más raramente se encuentra algún cristal de augita. Estos fenocristales están inmersos en una matriz muy fina constituida esencialmente por piroxenos, plagioclasa y opacos. Como minerales secundarios, aparecen iddingsita, cloritas, ceolitas y calcita (Ramírez *et al.*, en prensa a, b; Monteserín *et al.*, en prensa).

Estos basaltos representan un vulcanismo básico de origen profundo, emplazado sobre la superficie terrestre con gran rapidez, como ha sido puesto de manifiesto por Bailey *et al.* (2005) y Humphreys *et al.* (2008, 2010) basándose en los indicios de actividad carbonatítica en el manto debajo del Campo de Calatrava, como son la presencia de inclusiones de aragonito, junto con calcita y dolomita en olivino, en xenolitos de origen mantélico. La presencia de aragonito incluido en olivino en estos xenolitos, lleva a Humphreys *et al.* (2010) a estimar una profundidad mínima para su origen de entre 100 y 120 km.

Un estudio detallado de estas manifestaciones volcánicas ha sido realizado por Ancochea (1982), quien observa una cierta lineación NE-SO de los focos magnmáticos y posteriormente Cebriá (1992) precisa el modelo petrogenético. Más recientemente, Vegas y Rincón (1996) lo suponen formado por efecto de un abombamiento cortical de la Meseta Meridional como consecuencia del emplazamiento final de las unidades alóctonas de la Cordillera Bética sobre el Valle del Guadalquivir.

La actividad volcánica en el Campo de Calatrava comenzó en el Mioceno Superior (8,6-6,4 Ma; Ancochea, 1982). Posteriormente la actividad se reanuda, desarrollándose esencialmente en el Plioceno y Cuaternario Inferior (4,7 a 0,7 Ma.; Ancochea, 1982; Monteserín *et al.*, en prensa; Gallardo Millán *et al.*, 2002).

3.2 METAMORFISMO

Las rocas comprendidas entre el Alcudiense y el Carbonífero inferior en el área de la Hoja han sido afectadas principalmente por un metamorfismo regional Varisco, tanto en el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico como en el de Obejo-Valsequillo. Únicamente pueden haber sufrido un metamorfismo regional pre-Varisco las rocas pertenecientes a la Serie Negra, existentes en dos pequeños afloramientos en la esquina SO de la Hoja, en el Dominio de Obejo-Valsequillo.

Por otra parte se observa la existencia de una extensa aureola de metamorfismo de contacto desarrollada en torno al Batolito de Los Pedroches y también de una aureola desarrollada alrededor del Plutón de Santa Elena.

3.2.1 Metamorfismo regional pre-Varisco

No hay datos sobre la existencia de metamorfismo regional pre-varisco en el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico, ni siquiera en el Alcudiense inferior, donde los pliegues prevariscos no tienen foliación ni metamorfismo asociado.

En el Dominio de Obejo-Valsequillo, la escasez de afloramientos en la Hoja, de materiales neoproterozoicos (Serie Negra) ha impedido la caracterización de un posible episodio de metamorfismo regional Cadomense, que sin embargo ha sido puesto de manifiesto en la continuación de estos materiales en la vecina Hoja 1:200.000 de Pozoblanco (Matas y Martín Parra, 2015). Así, en el Anticlinal de Perala (Unidad Paraautóctona del DOV), los materiales de la Serie Negra muestran una foliación y un metamorfismo regional pre-Varisco de grado bajo (moscovita-biotita). Esta foliación se ha datado sobre un concentrado de moscovitas mediante el método $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ en 550 ± 10 Ma (Blatrix y Burg, 1981). Recientemente Valverde Vaquero *et al.* (enviado) datan mediante U-Pb ID-TIMS el Granito de Valsequillo en $587,3 \pm 2,3$ Ma. Este granito intruye sobre una serie con esquistosidad previa, lo que implica un episodio de metamorfismo regional Cadomense anterior a 587 Ma.

3.2.2 Metamorfismo regional Varisco

Son muy escasos los trabajos sobre las características del metamorfismo regional varisco en el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico y Unidad Paraautoctona del Dominio de Obejo-Valsequillo, y especialmente al norte del Batolito de Los Pedroches (Charpentier, 1976; Castelló y Orviz, 1976; Orviz *et al.*, 1976; Fernández *et al.*, 2013; Mira *et al.*, 1987; Aparicio *et al.*, 1997; Martínez Poyatos, 1997; Martínez Poyatos *et al.*, 2001).

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

Las areniscas y grauvacas muestran texturas de recristalización blastopsamíticas, mientras que las pizarras y filitas presentan texturas lepidoblásticas.

Los escasos minerales metamórficos, siempre filosilicatos de muy pequeño tamaño y de tipo illita-sericitas, están en relación al clivaje desarrollado en las rocas pelíticas y, por tanto, a la fase principal de pliegues verticales que estructura este dominio (F_1 en esta sector). Así pues, el desarrollo del metamorfismo regional es coetáneo con la fase de plegamiento principal (Fernández *et al.*, en prensa; Martínez Poyatos, 1997; Larrea; 1998), y su edad puede estimarse en post-Namuriense inferior y pre-Westfaliense, puesto que el Culm de los Pedroches está afectado y la Granodiorita de los Pedroches es posterior.

Estudios sobre la cristalinidad de la illita realizados por Charpentier (1976) ponen de manifiesto que el metamorfismo es de grado muy bajo, situándose prácticamente en el límite de la anquizona epizona, pero dentro de esta última.

En la Unidad Paraautóctona del DOV, Martínez Poyatos, (1997) establece a partir de los índices de cristalinidad de los filosilicatos y del parámetro b_0 de la mica blanca, unas condiciones de temperatura de 200-350° para presiones de 1-2 kbar durante el plegamiento sufrido por las rocas de esta zona.

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

La sucesión "culm" fue deformada en condiciones metamórficas, que aunque de grado muy bajo, están ya claramente dentro de la facies de los esquistos verdes de baja temperatura, siendo notoria la neoformación de clorita, sericitas y cuarzo, en las rocas pelíticas y grauváquicas, y de clorita, anfíbilo actinolita y epidota, en las escasas rocas básicas expuestas (Quesada *et al.*, 2013).

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

En las Unidades Alóctonas, escasamente representada en la esquina SO de la Hoja, no se ha observado más que un metamorfismo regional de muy bajo grado (Armengot *et al.*, 1973). No obstante, en la vecina Hoja 1:200.000 de Pozoblanco (Matas y Martín Parra, 2015), se ha puesto de manifiesto que el metamorfismo regional está determinado por la existencia de tres fases de

deformación, alcanzándose las condiciones más altas al comienzo de la segunda de ellas. En esta Unidad, el pico metamórfico es anterior al depósito de los materiales del Carbonífero Inferior, por lo que su edad sería Devónico Superior y, por tanto, anterior al metamorfismo en la Unidad Autóctona.

3.2.3 Metamorfismo de contacto

La intrusión de las distintas unidades plutónicas tardí-variscas, produjo una aureola metamórfica en el encajante próximo a los macizos graníticos, que en determinadas zonas alcanza hasta los 3 km de anchura, afectando sobre todo a materiales del "Culm" (Batolito de los Pedroches y macizo de Linares); ordovícicos y silúricos (Stock de Santa Elena), aunque en las unidades ampelíticas silúricas alcanza un mayor desarrollo lateral.

3.2.3.1 Plutón de Santa Elena

El Plutón de Santa Elena desarrolla una aureola de contacto de unos 1200 m al norte del mismo, mientras que al sur, debido a causas tectónicas, es mucho más estrecha (llegando a ser inferior a 200 m en algunos puntos). Esta aureola se prolonga decenas de kilómetros hacia el oeste y el este del macizo aflorante, desde El Centenillo, por el oeste, hasta Puente de Génave, en los alrededores del embalse del Guadalmena, por el este (Charpentier, 1976; Ríos Aragüés, 1977; Larrea, 1998; Larrea et al., 1999, Matas y Leyva, 2014 b; Matas et al., 2009), coincidiendo principalmente con el trazado cartográfico de las pizarras ampelíticas del Silúrico, siendo su límite sur aproximadamente el del trazado del techo de la zona de cizalla extensional Puente Génave-Castelo de Vide.

Las paragénesis minerales observadas en la aureola indican que en su zona más interna llegaron a alcanzarse condiciones de corneanas piroxénicas (Castelló y Orviz, 1976; Ríos Aragüés, 1977; Larrea, 1998) con sillimanita-andalucita, cordierita, feldespato potásico y biotita. Hacia el exocontacto aparecen esquistos moteados en facies de las corneanas hornbléndicas, caracterizadas por la aparición de andalucita (quiastolita, con los bordes alterados a sericita y en menor cuantía a caolinita), escasa cordierita pinnitizada y biotita (Larrea, 1998; Lillo et al., 1998 b). En la parte externa de la aureola aparecen pizarras moteadas con paragénesis de las facies de las corneanas de albita-epidota, que contienen porfidoblastos de quiastolita, a menudo retrogradadas a sericita o caolinita (Castelló y Orviz, 1976; Vázquez et al., 2002).

Las pizarras grafitosas del Silúrico tienen paragénesis con andalucita (quiastolita) y moscovita, y las rocas pelítico-arenosas paragénesis con andalucita, biotita y moscovita. Al sur y al este del plutón se han observado paragénesis con cloritoide, en pequeños prismas orientados al azar o con disposición radial (que parece de contacto) ± andalucita. Paragénesis de contacto con desarrollo de cloritoide han sido citadas en la aureola de contacto del Plutón de Santa Elena por (Martín Parra, 2003) y en las de algunos plutones de la zona axial pirenaica (Poblet, 1991; Rodríguez et al., 2009) así como en otros lugares del mundo (Likhanov et al., 2001), en aureolas de contacto sobre metapelitas grafitosas ricas en Fe y Al.

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

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

3.2.3.2 Batolito de Los Pedroches

Las sucesivas intrusiones plutónicas sobre los materiales carboníferos encajantes (anquimetamórficos o con grado muy bajo de metamorfismo), que constituyen el batolito, generan una aureola de metamorfismo de contacto definida por un conjunto de rocas de tipo corneanas y de pizarras mosqueadas.

Las rocas de esta aureola presentan texturas granoblásticas o lepidoblásticas mosqueadas, con frecuentes spots de cordierita y porfidoblastos de andalucita (quiastolita).

En el área de esta Hoja, el Macizo de Cardeña-Virgen de la Cabeza es el más representado y posee una aureola de metamorfismo de contacto cuya anchura varía entre 700 y 1500 m en su borde N y una aureola más extensa, que oscila entre 1100 y 300 m en su borde S (Larrea, 1998).

Las paragénesis minerales observadas en la aureola indican que en los xenolitos y en su zona más interna se alcanzaron en ocasiones las condiciones de tránsito entre las facies de corneanas piroxénicas y hornbléndicas; caracterizadas por la aparición de minerales característicos de grado medio-alto como feldespato potásico, cordierita, andalucita y biotita rojiza, con una paragénesis representativa: Crd+And+Bt+Q±Fk±Ms±Pl (Larrea, 1998). En la Hoja de Virgen de la Cabeza se ha observado una paragénesis con Fk+Crd+And±Sill, representativa de la facies de las corneanas piroxénicas (Larrea et al., 2013 a).

En dirección hacia el exocontacto aparecen esquistos moteados, en condiciones de la facies de las corneanas hornbléndicas; caracterizadas por una mineralogía con andalucita idiomórfica, nódulos de cordierita pinnitizada y biotita marrón, con una paragénesis representativa: And+Bt+Q+Ms±Chl±Crd±Pl (Larrea, 1998; Larrea et al., 2013 a y b; Quesada et al., 2013).

En la parte externa de la aureola aparecen pizarras moteadas con paragénesis de la facies de las corneanas de albita-epidota. El moteado está constituido por máculas de agregados micáceos. Las paragénesis más estables, según Larrea (1998), corresponden a Q+Chl+Ms±And±Cld. Se han observado también paragénesis con Q+Ms+Chl+Ep±Ab (Larrea et al., 2013 a y b; Quesada et al., 2013).

En las zonas más internas de la aureola a los procesos de recristalización metamórfica se superpone otro de tipo neumatolítico que oblitera las blastesis de contacto y desarrolla blastesis neumatolítica de moscovita y biotita decusadas (Palero y Delgado-Quesada, 2008).

Tanto los blastos de andalucita como los de cordierita suelen mostrar un crecimiento posterior a la primera y principal etapa de deformación, cortando o englobando a la S_1 , y previo (intercinemático) a posterior a crenulaciones posteriores de plano axial subhorizontal desarrolladas próximas al contacto N del batolito, en régimen distensivo, prácticamente coetáneas con el emplazamiento de los granitoides (Larrea, 1998).

Al S del afloramiento Cabezaparda-Rosalejo (Hoja de La Virgen de la Cabeza), existe una foliación de crenulación tardía muy penetrativa, de espaciado milimétrico con dirección E-O a N110°E, buzando 40° a 50° al N, observándose que la biotita de contacto está afectada por ella. Existen además protoblastos de andalucita ovalados, sincinemáticos con la foliación de crenulación (a la que

TABLA 4.1.
ANALISIS POR FRX+A.ATOMICA(SODIO)+AZUFRE(ANAL. ELEMENTAL)

% SiO ₂	% Al ₂ O ₃	% Fe ₂ O ₃	% CaO	% TiO ₂	% MnO	% K ₂ O	% MgO	% Na ₂ O	% P ₂ O ₅	% PPC	% S
49.46	13.97	12.989	10.771	1.945	0.209	0.113	6.915	2.844	0.226	0.56	0.14

ANÁLISIS PROGRAMA PROTRACE (RESULTADOS EN $\mu\text{g/g}$)

Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Rb	Sr	Y	Zr
52	313	296	87	71	119	96	20	2	3	<0.5	<0.5	4	254	40	164
Nb	Mo	Sn	Sb	Te	Cs	Ba	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U	
10	<0.5	<2	<2	<4	<6	<7	4	<2	119	<2	2	<1	<1.5	<1	

ANALISIS TIERRAS RARAS ICP/MS (RESULTADOS EN $\mu\text{g/g}$)

Ce	Dy	Er	Eu	Gd	Ho	La	Lu	Nd	Pr	Sm	Tb	Tm	Y	Yb
24	7.3	4.3	1.8	6.8	1.5	9.5	0.57	19.5	3.8	5.6	1.2	0.60	39.3	3.9

incluyen y a su vez los rodea), y blastos de andalucita idiomórficos tardíos a posteriores a la foliación de crenulación.

Asociada al macizo de Linares se desarrolla también una aureola de contacto de 800 a 1500 m de anchura en la que se alcanzan condiciones de corneanas hornbléndicas y localmente piroxénicas.

Teniendo en cuenta las paragénesis de la aureola de contacto, algunos autores (Donaire y Pascual, 1991; Carracedo, 1991) han calculado una temperatura de intrusión de unos 800°C para las granodioritas y 750-760°C para los granitos. Por otra parte, García Casco y Pascual (1987) calculan una presión de emplazamiento de 0,5 a 1 kb.

4. GEOQUÍMICA

4.1. METADIABASAS DEL CULM DE VARAS-GUADALBARBO

Se ha realizado análisis químico de una muestra de un sill de metadiabasas localizado al N de La Virgen de la Cabeza (muestra 18-35-IG-MP-9032-GQ, Tabla 4.1).

La muestra tiene una composición mayoritaria que corresponde a un protolito basáltico.

Este hecho es confirmado mediante su clasificación a partir de elementos inmóviles en el diagrama de Winchester y Floyd (1977), lo que evita los efectos de los cambios composicionales producidos por los procesos de metamorfismo y alteración. En este diagrama (Fig 4.1a), puede observarse que la muestra estudiada se proyecta en el campo de los basaltos subalcalinos.

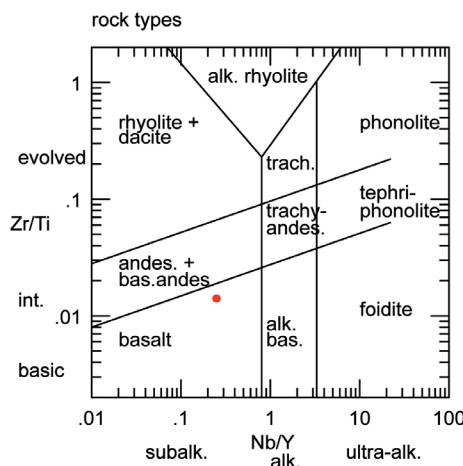


Fig.4.1a.- Proyección de la muestra en el Diagrama de Winchester y Floyd (1977).

Por otra parte, en el diagrama de REEs normalizado a la composición condritica (Fig. 4.1b), se observa que la muestra presenta un espectro con una configuración bastante rectilínea, con un enriquecimiento muy débil de LREEs con respecto a las HREEs y sin una anomalía de Eu significativa. Este comportamiento de las REEs es característico de unos basaltos de características transicionales entre tipos N-MORB y E-MORB.

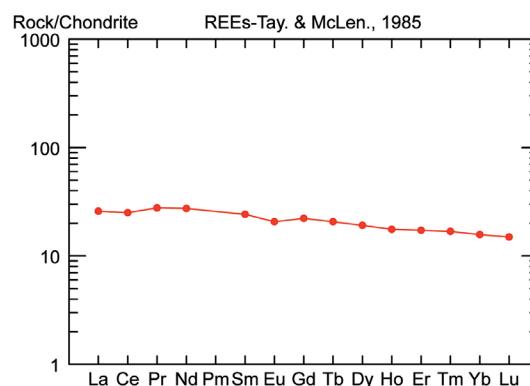
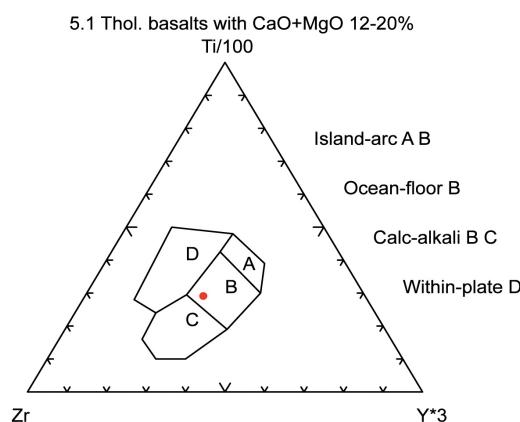


Fig. 4.1.b.- Proyección de la muestra en el Diagrama de REEs normalizado a la composición condritica (Taylor y McLennan, 1985).

Estas características transicionales quedan también de manifiesto en los diagramas de Pearce y Cann (1973) y Condie (2005) (Figs. 4.1c y d), en los que se proyecta en zonas de características intermedias.



4.1c.- Proyección de la muestra en el Diagrama de Pearce y Cann (1973).

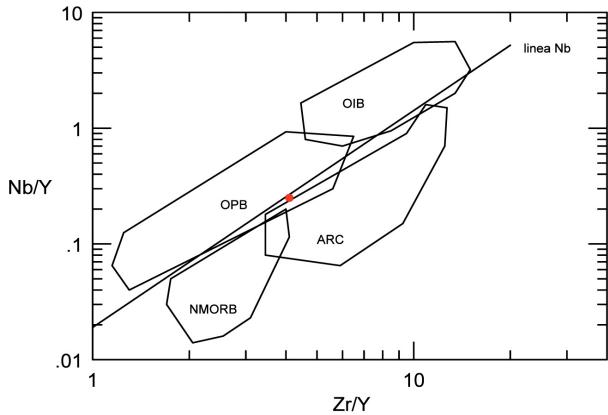


Fig. 4.1d.- Proyección de la muestra en el Diagrama de Condie (2005).

Las características petrográficas y mineralógicas de esta anfibolita son en principio compatibles con las de una roca de composición basáltica que ha sufrido una fuerte recristalización metamórfica regional en condiciones de las anfibolitas.

4.2. PLUTÓN DE SANTA ELENA

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

La facies principal, granodiorítico-tonalítica, son rocas débilmente peraluminosas, con valores de la relación A/CNK entre 1,06 y 1,18, con >1.6 de corindón normativo (Larrea, 1998), que se incluyen dentro de una asociación alumino-cafémica de tendencia calco-alcalina (Debon y Lefort, 1983).

Se caracterizan por un contenido en sílice que varía entre 61,6 y 65,1%. (Lillo *et al.*, 1998 a y b). Los contenidos en álcalis son variables.

Los elementos mayores, salvo el potasio, presentan una correlación negativa con la sílice, al igual que en algunos de los elementos menores y traza (Cr, Sr, V, Zr, etc.); mientras que otros elementos (Rb, Ba, Y) muestran un comportamiento incompatible (Lillo *et al.*, 1998 a y b).

Tienen un acusado fraccionamiento REE ligera/REE pesadas ($[La/Lu]_n = 0,45-0,65$) y una marcada anomalía en Eu (Lillo *et al.*, en prensa a y b). Presentan pautas evolutivas que indican un menor fraccionamiento de los espectros de tierras raras con la diferenciación (Lillo *et al.*, 1998 a y b). Esto podría deberse a un fraccionamiento de la plagioclasa.

Los enclaves de rocas básicas son de acusado carácter metalumino-so con valores de la relación A/CNK entre 0,77 y 0,78, sin corindón normativo, incluyéndose en una asociación de tipo cafémico (Lillo *et al.*, 1998 a y b; Larrea, 1998). Su contenido en sílice varía entre 46,84 y 50,34 % (Lillo *et al.*, 1998 a y b), presentando bajos contenidos en álcalis ($Na_2O+K_2O < 4\%$) (Larrea, 1998).

En relación a la facies principal (granodiorítico-tonalítica), las rocas básicas presentan un mayor contenido en Fe_2O_3 , MgO ,

CaO , Sr , Ni , etc. y más bajo en Al_2O_3 , álcalis, P_2O_5 , Ba , Rb , Zr . Así mismo, las tierras raras son menos abundantes, con espectros normalizados que presentan un grado de fraccionamiento REE ligera/REE pesadas ($[La/Lu]_n = 7,59-8,25$) similar al de aquél. La anomalía en Eu es también menos acusada que en la litología dominante (Lillo *et al.*, 1998 a y b).

4.3 BATOLITO DE LOS PEDROCHES

Las rocas pertenecientes al batolito de Los Pedroches que afloran en la Hoja presentan contenidos en SiO_2 que varían entre el 67-77%, a excepción de algunos enclaves y diques básicos, que presentan valores menores (56-60%).

Parte de las litologías que constituyen la Unidad Granodiorítica: granodiorita, y enclaves, presentan valores de sílice comprendidos entre 66 y 68.5% (algún enclave microadamellítico tiene valores mayores), sus contenidos en álcalis (Na_2O+K_2O) raras veces superan el 8%; encontrándose enriquecidos en CaO (> 2%) y elementos ferromagnesianos (parámetro B ($Fe+Mg+Ti$) > 75). Se trata en general de rocas débilmente peraluminosas, con contenidos en corindón normativo bajos (normalmente inferiores a 2.0), aunque también se encuentran tipos algo metaluminosos, con diópsido en la Norma CIPW (Quesada *et al.*, 2013; Larrea *et al.*, 2013 a, b).

El resto de los litotipos pertenecientes a la unidad granodiorítica, así como los pertenecientes a la unidad granítica, tienen contenidos superiores al 68,5% en SiO_2 , valores más elevados en álcalis y se encuentran más empobrecidos en CaO y elementos ferromagnesianos (B < 70). Son rocas algo más peraluminosas, presentando corindón normativo con contenidos ligeramente más elevados (superiores a 2) (Quesada *et al.*, 2013; Larrea *et al.*, 2013 a).

Donaire *et al.* (1999), muestran para el conjunto del Batolito de Los Pedroches, en diagramas de variación de elementos mayores de Harker, un claro salto composicional entre monzogranitos y micromonzogranitos por un lado y, los granitos biotíticos por otro, que cifran en alrededor del 70% de SiO_2 . La evolución composicional está caracterizada por el descenso paulatino del contenido en Al_2O_3 , TiO_2 , $Fe_2O_3(t)$, MgO , MnO , CaO y P_2O_5 , y el incremento en el contenido en K_2O . El comportamiento del Na_2O y MnO no describe pautas de variación muy concretas, si bien estos autores muestran también dos tendencias distintas de incremento del Na_2O con el incremento de SiO_2 , produciéndose un salto claro entre las adamellitas y microadamellitas que se agrupan con las granodioritas, por una parte y, por otra los granitos biotíticos y los leucogranitos.

Los elementos traza marcan un comportamiento claramente compatible del V y Zr y un comportamiento incompatible del Rb y Pb. Ba y Sr también muestran un comportamiento compatible aunque con alguna dispersión en el extremo más básico (Quesada *et al.*, 2013).

El Ba muestra un comportamiento muy ligeramente incompatible en los términos granodioríticos, pasando a comportarse como compatible, a niveles de SiO_2 del orden del 68.5%, es decir a partir de las adamellitas (Quesada *et al.*, 2013). El Sr presenta un espectro de variación parecido al del Ba, con cambio del comportamiento a los mismos niveles de SiO_2 y a partir de las mismas litologías (Quesada *et al.*, 2013).

Los leucogranitos en muchos casos se desvian de las pautas evolutivas definidas para el conjunto estudiado.

Las litologías más básicas (algunos enclaves y diques) no se adaptan bien a las pautas evolutivas señaladas por el resto de las rocas de la asociación magmática.

Donaire *et al.* (1999), encuentran también una clara discontinuidad entre las dos series mostrada anteriormente, mediante diagramas de variación de Harker para el Zr, Hf, Sr y Σ REE, así como mediante diagramas de SiO_2 frente a $\text{Fe}^{\text{t}}/(\text{Fe}^{\text{t}}+\text{Mg})^2$, TiO_2/Zr , Rb/Sr , Sr/Ba , o Eu/Eu^* .

El conjunto litológico define una asociación alumínico-cafémica de carácter calco-alcalino, compuesta casi totalmente por térmicos peraluminosos que conforman un *trend* de variación, con pendiente negativa frente a SiO_2 , para TiO_2 , Al_2O_3 , FeO, MgO, CaO, Ba, Sr, V y Zr, que evoluciona desde rocas moderadamente metaaluminosas a rocas claramente alumínicas (en el diagrama AB de Debon y Le Fort, 1983). Los leucogranitos se apartan de esta tendencia definiendo una asociación de tipo aluminoso (de tendencia vertical), que se proyecta enteramente en el campo de los leucogranitos (Quesada *et al.*, 2013; Larrea *et al.*, 2013 a).

4.4. VULCANITAS BÁSICAS DEL CAMPO DE CALATRAVA

Se trata siempre de rocas claramente subsaturadas, con olivino y nefelina normativos.

Desde el punto de vista geoquímico pueden distinguirse dos grandes grupos de rocas: por un lado las de carácter ultrapotásico (leucititas olivínicas) y, por otro, el resto del rocas de tipos básicos alcalinos muy variados. En este segundo grupo de rocas el paso de unas a otras (basalto-basanita-nefelinita olivínica-melilitita olivínica) se produce con disminución de SiO_2 y Al_2O_3 en los tipos más básicos y con aumento de Mg, Ca, P, Mn y la mayoría de los elementos menores incompatibles (Ba, Ce, La, Nb, Rb, Sr, Y, Zr) (Ancochea e Ibarrola, 1982; Ancochea, 1999). Na y Ti presentan un máximo en los términos intermedios y Fe_{TOTAL} y Rb permanecen constantes (Ancochea, 1999). El contenido en elementos traza de todas las rocas de este segundo grupo es típico de magmas intraplaca alcalinos, enriquecidos en elementos incompatibles con respecto al manto (Ancochea, 2004).

Las leucititas olivínicas, poseen un mayor contenido en Ba, Co, Cr, Ni, Rb y Zr; inferior en La, Nb y Sr; y aproximadamente igual en Ce que el resto (Ancochea e Ibarrola, 1982).

En el Campo de Calatrava son frecuentes los enclaves de carácter ultramáfico, incluidos en melilitas olivínicas, nefelinitas olivínicas y leucititas olivínicas, distinguiéndose enclaves sin fases hidratadas (wehrlitas con clinopiroxeno augítico y olivino, y lherzolitas con espinela) y con una o más fases hidratadas (wehrlitas anfibólicas, lherzolitas con anfíbolo o con mica y glimmeritas con mica y clinopiroxeno±anfíbolo (Ancochea, 1983).

Según este mismo autor, la presencia de enclaves ultramáficos y las características geoquímicas de estas rocas (elevado contenido en Ni, alto valor de Mg) indica que estos magmas son claramente de origen mantélico y en muchos casos primarios. La mayor parte de la variabilidad composicional existente es debida a diferencias en los procesos de fusión, siendo los procesos de diferenciación de escasa entidad. Cada uno de los tipos magmáticos considerados procede de magmas primarios diferentes y ninguno de ellos procede de otro por procesos de diferenciación (Ancochea, 1982). Un modelo de fusión parcial en equilibrio de una peridotita granatífera enriquecida explica las características geoquímicas de los distintos tipos de rocas del segundo grupo composicional (Ancochea, 1999).

Sin embargo, las leucititas olivínicas han debido formarse a partir de una fuente mantélica diferente, por un porcentaje de fusión análogo al de las melilitas, a partir de una fuente más enriquecida, sobre todo en K y Rb, con participación importante de flogopita en la fusión (Ancochea, 2004). Ancochea (1999) calcula para estas rocas unas condiciones de formación de 27 a 30 kb de presión y 1.150-1.250° C con contenidos elevados de H_2O en el manto y, en el caso de las melilitas olivínicas, además CO_2 en proporciones importantes.

5. TECTÓNICA

5.1. INTRODUCCIÓN

El Macizo Ibérico ha sido dividido en varias zonas a partir de criterios estratigráficos, tectónicos, metamórficos y magmáticos (Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1974; Farias *et al.*, 1987). Según los últimos autores citados, de norte a sur se pueden distinguir las siguientes zonas: Cantábrica, Asturoccidental-Leonesa, de Galicia-Tras-os-Montes, Centroibérica, de Ossa-Morena y Surportuguesa.

La Zona Centroibérica ha sido dividida en dos dominios por Díez Balda *et al.* (1990, 1992) de acuerdo con un criterio estructural, basado en las características geométricas de los pliegues de la primera fase varisca. Estos autores han denominado al dominio septentrional Dominio de los Pliegues Tumbados y al meridional Dominio de Pliegues Verticales. Azor *et al.* (1992a) denominan al dominio septentrional como Dominio del Ollo de Sapo. Posteriormente Azor *et al.* (1992b, 1994a y b), Martínez Poyatos *et al.* (1995b, 1998) y Martínez Poyatos (1997) ponen de manifiesto la existencia de un sector con pliegues tumbados en el extremo sur de la zona, debido a lo cual, este último autor propone denominar al dominio meridional como Dominio Lusitano-Alcúdico. Recientemente Martínez Catalán *et al.* (2004) han preferido utilizar un criterio estratigráfico para subdividir la zona en dos dominios, basados en las diferentes rocas que afloran por debajo de las series del Ordovícico inferior bien datadas. Estos autores mantienen la denominación Dominio del Ollo de Sapo para el septentrional, mientras que denominan Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico al meridional (Fig. 1.2).

El Dominio de los Pliegues Verticales de Díez Balda *et al.* (*op. cit.*) se caracteriza por grandes pliegues de dirección NO-SE de plano axial vertical o ligeramente vergentes al SO. Se produjeron durante la fase principal de deformación varisca y llevan asociado un clivaje, de plano axial, que se desarrolla principalmente en los niveles pizarrosos. El metamorfismo regional asociado a esta deformación es de presiones intermedias, y de grado muy bajo a bajo. El mecanismo de formación de deformación puede ser un acortamiento horizontal perpendicular a la dirección de las estructuras, aunque se citan esquistosidades transectas en los flancos que indican componentes locales de cizalla simple (Aller *et al.*, 1986; Dias y Ribeiro, 1991). En la parte meridional, al Sur de Toledo, los pliegues principales están afectados por una deformación posterior, que produce cambios en su orientación y morfología, que han sido interpretados por superposición de plegamiento o por cizallas frágiles transcurrentes, de dirección mayoritaria NO-SE y movimiento sinistro (Roiz, 1979; Ortega, 1986).

La Hoja de Linares se sitúa en la terminación suroriental de la Zona Centroibérica, muy próxima al límite con la Zona de Ossa Morena (Figs. 1.2 y 1.3). Este límite fue inicialmente establecido por Julivert *et al.* (1974) en el Batolito de Los Pedroches, mientras que más recientemente dicho límite se ha situado en el borde meridional de la Banda de Cizalla o Corredor Blastomilonítico

Badajoz-Córdoba (Bladier y Laurent, 1974; Burg *et al.*, 1981; Ábalos, 1990; Ábalos y Eguílez, 1990), dentro de esta Banda de Cizalla se encuentra la Unidad Central (Azor *et al.*, 1994).

Basándose en una serie de características diferenciales, tanto estratigráficas (similitud de los materiales preordovícicos a los de la Zona de Ossa-Morena, y de los Ordovícico-Devónicos a la Zona Centroibérica, así como la existencia de potentes secuencias de depósitos sin-postorgénicos del Carbonífero), como estructurales (estructuración Varisca con vergencia al Norte) y magmáticas Martín Parra *et al.* (2006) proponen definir en el borde meridional de la ZCI, el Dominio Ovejo-Valsequillo (DOV), cuyo límite septentrional es un accidente regional al Norte del Batolito de Los Pedroches (Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide, Martín Parra *et al.*, 2006) y el meridional al S de la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba (Fig. 1.3).

En el DOV de la ZCI, desde el punto de vista estructural, se han distinguido unas Unidades Alóctonas, al Sur, que cabalgan (Cabalgaimiento Portalegre-Espiel-Montoro) sobre un para-autóctono situado al Norte (Fig. 1.3). En las Unidades Alóctonas se ha observado una importante deformación varisca pre-Carbonífera, caracterizada por el desarrollo de pliegues tumbados y vergentes al Noreste, que posteriormente están afectados por un cabalgamiento con movimiento de techo hacia el Noreste (Martínez Poyatos, 1997; Martínez Poyatos *et al.*, 1995b, 1998b, 2001).

Los materiales precámbricos y paleozoicos existentes en la Hoja pertenecen en su totalidad a la Zona Centroibérica (ZCI), incluyéndose los de la mitad septentrional, al N de la Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide, en el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (DCEG) o Lusitano-Alcúdico, mientras que los de la mitad meridional, al S de la citada zona de cizalla, se incluyen en el Dominio de Obejo-Valsequillo (DOV).

Los materiales preordovícicos y paleozoicos que afloran en la Hoja de Linares, en el DCEG y en la Unidad Paraautóctona del DOV, muestran los efectos de la Orogenia Varisca y de, al menos, dos episodios deformativos prevariscos que afectan a la sucesión preordovícica.

La deformación pre-Varisca se pone de manifiesto esencialmente por la existencia de discordancias angulares. La discordancia más antigua separa los materiales del denominado Alcudiense Superior de los correspondientes al conjunto del Alcudiense Inferior. La más moderna se sitúa entre los materiales del Ordovícico y los del Alcudiense superior.

Los efectos de la Orogenia Varisca se caracterizan por una fase de plegamiento principal que afecta a las rocas del Carbonífero inferior y que da lugar a pliegues de plano axial vertical, posteriormente afectados por otro plegamiento de gran radio.

En las Unidades Alóctonas del DOV, representadas únicamente en la esquina SO de la Hoja, se reconocen dos fases de plegamiento, una principal que no afecta a los materiales del Carbonífero inferior, en la que se generan grandes pliegues tumbados vergentes al NE con un cizallamiento dúctil asociado; y otra que afecta al Carbonífero inferior y medio y que da lugar a pliegues de plano axial vertical, crenulación en los materiales precarboníferos y esquistosidad principal en los restantes. El cabalgamiento que separa ambas unidades del DOV corta a los pliegues tumbados y está plegado por los pliegues de primera fase de la Unidad Paraautóctona.

Además, se reconocen otras etapas deformativas más recientes, caracterizadas fundamentalmente por fracturación, de edad

tardi-postvarisca y eoalpina de carácter fundamentalmente frágil. Se inician en una etapa extensional frágil-dúctil, generándose posteriormente *grabens* extensionales en el Pérmico Superior-Triásico (Lillo, 1992).

Los numerosos puntos de emisión de volcanismo cuaternario de Campo de Calatrava, localizados en sectores al Norte y Noroeste de la Hoja; y la estructuración en bloques limitados por fallas NE-SO afectando a la cobertura mesozoica y cenozoica en los sectores Sur y suroriental de la Hoja, ponen de manifiesto que la actividad tectónica alpina fue relativamente importante en el área de la Hoja.

A continuación se describen las deformaciones que se reconocen en esta Hoja, para cada uno de los dominios, ordenadas según su edad.

5.2. DOMINIO DEL COMPLEJO ESQUISTO-GRAUVÁQUICO (DCEG)

5.2.1 Deformaciones pre-Variscas

En la mitad norte de la Hoja, las rocas del Esquisto-Grauváquico del Alcudiense Inferior registran 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). Se observan además discordancias intrapaleozoicas de las que la más importante es la del Ordovícico Inferior o Toledánica.

5.2.1.1 Discordancia *intra-alcudiense*

En el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (DCEG), al norte de la Falla de Puente de Génave-Castelo de Vide (N del área de estudio), los materiales más antiguos aflorantes son los correspondientes al Alcudiense (Ovtracht y Tamain, 1970; Herranz *et al.*, 1977), también denominado Esquistos de San Lorenzo (Richter, 1967) o Esquistos de Alcudia (Bouyx, 1970). En él se han diferenciado dos tramos; Alcudiense inferior (Tamain, 1972), localizado principalmente en el núcleo del Anticlinal de Alcudia, en el núcleo del Antiforme de Sierra Madrona y en el núcleo del Anticlinal de Despeñaperros, y el Alcudiense superior (Tamain, 1972), aflorante en el extremo oriental del Valle de Alcudia.

El Alcudiense inferior está formado por una alternancia decimétrica de pizarras, pizarras arenosas y grauvacas, con intercalaciones de rocas volcánicas, y conglomerados. Su espesor visible es al menos de 4000m y su edad se atribuye al Vendiente o más joven (Vidal *et al.*, 1994a).

El Alcudiense superior está formado por pizarras y grauvacas con intercalaciones de conglomerados, cuarcitas y calizas. Su espesor en el Valle de Alcudia no sobrepasa los 2000m, y su edad es Vendiente superior – Cámbrico inferior (Brasier y Cowie, 1989; San José *et al.*, 1990; García Hidalgo, 1993).

Los dos tramos del Alcudiense están separados por una discordancia angular (Fig. 2.1) observada en muchos sectores del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico de la ZCI (Redlin, 1955; Bouyx, 1970; Crespo y Rey, 1971; Crespo *et al.*, 1971; Ortega y González Lodeiro, 1986; Peláez *et al.*, 1986; Palero, 1993; Martínez Poyatos, 1997), por lo que su desarrollo regional está fuera de duda. En estos sectores, se observa una diferencia en la orientación de las lineaciones de intersección entre la estratificación y la foliación varisca primaria, sistemática entre el Alcudiense inferior (muy inclinadas) y las del Alcudiense superior (subhorizontales), de donde se deduce que el Alcudiense inferior

habría sido suavemente plegado, sin esquistosidad ni metamorfismo asociados, antes del depósito del Alcudiense superior (Ortega y González Lodeiro, 1986). Son representativos de esta discordancia, en la Hoja, los afloramientos de los arroyos del Tamujar y de Fuente de Guardas, situados al sur de Cabezarrubias (E de la Hoja de Brazatortas; Crespo *et al.*, 1971 y Crespo y Rey, 1971), así como los de La Gargantilla y de El Chorrillo (12 km al E de Solana del Pino; Palero, 1991, 1993; Martínez Poyatos, 1997). En este último se puede observar como la estratificación del Alcudiense inferior va E-O buzando 80°N, con la lineación de intersección con la foliación subvertical, mientras que las del Alcudiense superior llevan también una dirección E-O, pero buzando 40°S, con la lineación de intersección subhorizontal (Martínez Poyatos, 1997).

5.2.1.2. Discordancia del Ordovícico inferior o Toledánica

Fue identificada con carácter angular en el Anticlinal de Alcudia (Redlin, 1955; Richter, 1967), donde pone en contacto materiales de la Formación de Base del Ordovícico temprano sobre materiales del Alcudiense superior. Y es evidente a nivel cartográfico, ya que los materiales ordovícicos se depositan indistintamente sobre los conjuntos diferenciados del Complejo Esquisto-Grauváquico. Martínez Poyatos (1997) cita esta discordancia en el flanco meridional del Anticlinal de Alcudia (Fig. 2.2), con el mismo carácter, dando un cambio aparente de vergencia estructural a ambos lados de la misma; y Capote y Hernández Enrile (1969) la citan en el núcleo del Anticlinal de Despeñaperros. En este último caso, las rocas del Ordovícico temprano se apoyan sobre rocas del Alcudiense inferior. Equivale a la discordancia atribuida a la Fase Toledánica en los Montes de Toledo por Lotze (1956), aunque se la conoce erróneamente como discordancia Sárdica, pues la verdadera discordancia Sárdica se sitúa en el Ordovícico medio-superior (Hamman *et al.*, 1982).

Asociados a los movimientos que dan lugar a esta discordancia se han descrito pliegues sin deformación ni metamorfismo asociado (Diez Balda *et al.*, 1990). La geometría y dirección de estos pliegues apenas ha sido estudiada en este sector, si bien en otros sectores del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico se han descrito pliegues de dirección N-S a NE-SO, verticales abiertos (Oen Ing Soen, 1970; Roda, 1986). Además de la discordancia angular se han observado bruscos cambios de espesor del Ordovícico basal (Fm de Base) que reflejan el relleno de un paleorrelieve, o bien el de fosas y semifosas relacionadas con una tectónica extensional contemporánea (McDougall *et al.*, 1987).

La distribución de afloramientos del Alcudiense superior 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 sobre ambos conjuntos litoestratigráficos precámbricos. Esta tectónica de bloques no parece ser un hecho aislado en el Anticlinal de Alcudia, sino más bien parece ser que se halla generalizada a todo el sector meridional de la Zona Centroibérica (Ortega *et al.*, 1988).

En relación con estos movimientos Palero (1991, 1993) describe en el sector oriental del Anticlinal de Alcudia, una falla subvertical (Falla de El Guijo) de dirección NO-SE subvertical, que afecta a la discordancia intra-alcudiense y no al Ordovícico temprano, con un salto de 800 m y bloque SO hundido, que habría sido reactivada a comienzos del Ordovícico con movimiento en sentido contrario, hundiendo el bloque NE con respecto al SO. El movimiento produce un acusado incremento del espesor de la Formación de Base hacia el Este.

En el flanco meridional del Anticlinal de Alcudia se ha reconocido esta discordancia en el paraje de El Chorrillo, observándose el Alcudiense superior con una dirección N120°E, buzando 30°N, con la lineación de intersección subhorizontal; mientras que el Ordovícico inferior la estratificación lleva una dirección N110°E, subvertical con una lineación de intersección inclinada 20° hacia N110°E. En ambos casos la foliación lleva una dirección N120°E y buza 60-70°N (Martínez Poyatos, 1997).

5.2.1.3. Disconformidad del Ordovícico superior

Regionalmente existe una discontinuidad entre la Caliza Urbana (Kralodvoriente) y las Pizarras de Chavera suprayacentes, pertenecientes al Ashgill terminal (Kosoviense o Hirnantiente), mientras que existe continuidad estratigráfica con el Silúrico bien datado (Lillo *et al.*, 1998 a). Esta discontinuidad se ha relacionado con un evento erosivo glacioestático (Robardet, 1981; Robardet y Doré, 1988), o bien con fenómenos de inestabilidad tectónica (Pineda, 1987, 1988) al que se asociarían los materiales volcanoclásticos relacionados con la Caliza Urbana existentes en el área de El Centenillo.

Por otra parte, algunos autores consideran a la Cuarcita del Criadero como techo del Ordovícico y sitúan una discontinuidad en el contacto Ordovícico-Silúrico, entre estas cuarcitas y las Pizarras ampelíticas silúricas (Tomain, 1964, 1972; Arbe y Tomain, 1971; Charpentier, 1976; Rey *et al.*, 2005). Esta discontinuidad es atribuida por Tomain (1964) a los movimientos tacónicos, y posteriormente Arbe y Tomain (1971), Tomain (1972) y Charpentier (1976), consideran que esta discontinuidad está en relación con una glaciaciación en el límite Ordovícico-Silúrico, basándose en la variación de espesor de la Cuarcita del Criadero, que llega a desaparecer, y a la oblicuidad del contacto entre las pizarras silúricas y el substrato, así como a la existencia de estrías en la Cuarcita del Criadero que interpretan como marcas glaciares.

No obstante, las pizarras ampelíticas cizalladas en relación con la Falla de Puente de Génave-Castelo de Vide, están despegadas también en su base, apoyándose sobre distintos términos de la sucesión estratigráfica (Cuarcita del Criadero, Pizarras de Chavera, Caliza Urbana, Bancos Mixtos) (Martín Parra, 2003; Martín Parra *et al.*, 2004, 2006), esta disconformidad podría relacionarse con un evento erosivo glacioestático en el Ordovícico terminal (Evento Hirnantiente/Kosoviense), pero, al menos en esta Hoja, el contacto entre la Cuarcita del Criadero y las ampelitas del Silúrico es en su mayor parte tectónico.

5.2.1.4. Laguna Mesodevónica

En todo el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico de la Zona Centroibérica, la mayoría de los autores reconocen la existencia de una laguna estratigráfica que abarca todo el Devónico medio (Groth, 1911; Márquez Triguero, 1961; Puschmann, 1967; Pardo y García Alcalde, 1984), poniéndose en contacto el Devónico inferior, constituido por una secuencia inferior cuarcítica con costras ferruginosas y secuencia superior de pizarras, areniscas y cuarcitas rojizas con algunos niveles de calizas bioclásticas y rocas volcánicas, de edad Pragiense tardío – Emsiense, con un Devónico tardío constituido en su parte inferior por pizarras y areniscas con intercalaciones de calizas y algunos niveles de rocas volcánicas de edad Frasniente. Faltan por tanto, depósitos del Devónico medio (Eifeliense-Givetiente). Las relaciones de las capas del Devónico superior y del Devónico inferior son de paraconformidad y la ausencia del Devónico medio es la respuesta en esta Zona de la fase de plegamiento detectada más al S en las Unidades Alóctonas del Dominio de Obejo-Valsequillo.

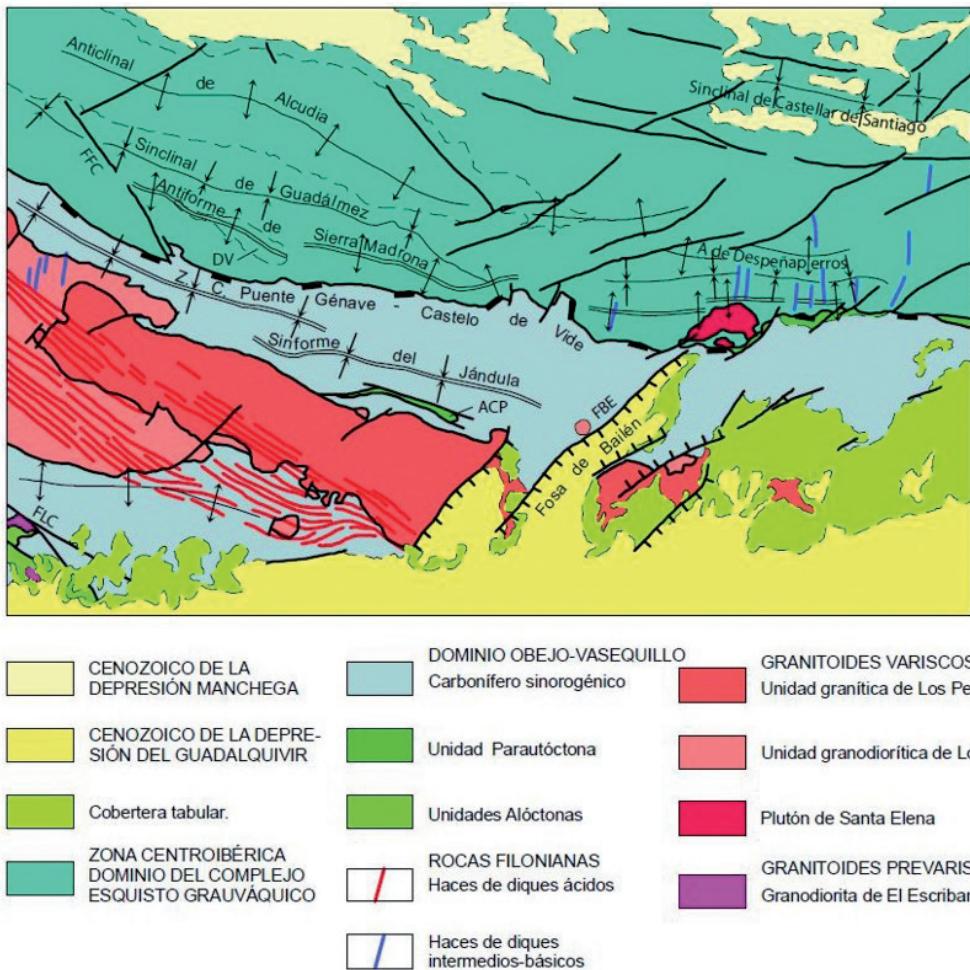


Fig. 5.1.- Situación de las principales estructuras en el área de la Hoja de Linares. SE: Plutón de Santa Elena; CVC: Macizo Cardeña-Virgen de la Cabeza; DV: Domo de Valmayor, FFC: Falla de Fuencaliente; ACP: Anticlinal de Cabeza Parda; FLC: Falla de La Canaleja; FBE: Falla de Baños de la Encina. EC: El Centenillo

5.2.2. Deformaciones variscas

En el área de estudio, situada al norte de Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide la estructura está constituida por una primera fase de plegamiento con vergencia al sur, que afecta a todos los materiales aflorantes, desde el Alcudiense inferior hasta el Devónico inferior. A esta fase le sucede una etapa extensional, en relación con la cual se produce la intrusión de granitoides (Plutón de Santa Elena) y el desarrollo de una zona de cizalla extensional de carácter dúctil-frágil que les afecta en su bloque de muro, así como a los materiales paleozoicos comprendidos entre el Ordovícico medio y el Silúrico (Martín Parra, 2003; Martín Parra *et al.*, 2004, 2006). Tanto los pliegues de primera fase, como la cizalla extensional, están afectados por un plegamiento sin vergencia definida, aproximadamente coaxial con los pliegues de primera fase.

Posteriormente, las rocas del área de estudio se ven afectadas por una serie de deformaciones tardías, como fallas, *kink bands* y un replegamiento muy suave de trazas norteadas. Algunas de estas fracturas tardías se deben haber generado o reactivado al menos en tiempos alpinos.

5.2.2.1. Primera etapa de deformación (D_1)

La primera etapa de deformación varisca es la principal en el área de estudio, y se caracteriza por el desarrollo de un plegamiento

en condiciones de metamorfismo regional de grado muy bajo a diagénesis, con desarrollo de clivaje de plano axial (S_1). Este clivaje se encuentra mejor definida y es penetrativa en los materiales pelíticos, en los que se desarrolla un clivaje pizarroso (*slaty cleavage*) definido por la orientación de micas (moscovita/sericitita y clorita) y en las rocas ricas en materia orgánica concentración de materiales carbonosos, mientras que en los materiales cuarcíticos, o bien no aparece o se desarrolla en algunos casos un clivaje grueso (*rough cleavage*) espaciado. En los granos de cuarzo se observan procesos incipientes de disolución por presión.

En el área de la Hoja se pueden distinguir de Norte a Sur los siguientes pliegues de primer orden y de continuidad regional pertenecientes a la etapa principal de deformación varisca

(Fig. 5.1): el Sinclinal de Castellar de Santiago, el Anticlinal de Alcudia, el Anticlinal de Despeñaperros y el Sinclinal de Guadalmez.

A grandes rasgos estos pliegues mayores de la primera etapa de deformación se caracterizan por ser en general ligeramente vergentes al sur, con una continuidad de varias decenas de km, que puede llegar a ser superior a los 160 km en el Sinclinal de Guadalmez-Solana del Pino, y una dirección comprendida entre E-O y N110E. Son de gran longitud de onda (superior a 2 km, llegando a alcanzar los 15 km en el Anticlinal d'Alcudia) y menor amplitud (menor de 500 m) y, desde el punto de vista geométrico, se trata de pliegues cilíndricos, isopacos, con ejes

subhorizontales que muestran un suave cabeceo hacia el este y el oeste, debido a una etapa de deformación posterior. En el caso de los materiales precámbricos, al estar plegados previamente a la deformación Varisca, los ejes de los pliegues de esta etapa deformativa muestran inclinaciones variables, llegando a estar subverticales. El plano axial suele ser subvertical a fuertemente buzante al N.

La morfología de algunos de estos pliegues (Anticlinal de Alcudia, Anticlinal de Despeñaperros, etc.) está controlada por la "Cuarcita Armicana", 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 (Ramírez al, en prensa a).

Los pliegues menores son simétricos, estando su geometría determinada por la competencia y/o espesor de las capas arenosas. El ángulo entre flancos varía desde pliegues abiertos a cerrados y no muestran apenas engrosamiento de charnela (Foto 5.1), perteneciendo en su mayoría a las clases 1B y 1C de Ramsay (1967). En formaciones de alternancias (p.ej. las "Alternancias del Caño") se observan, de forma ocasional, pliegues con morfologías en "chevron". Ocasionalmente, se pueden observar flancos inversos fallados con desplazamientos métricos de bloque de techo hacia el sur. La lineación de intersección con el clivaje principal (S_1) es paralela a los ejes de los pliegues.



Foto 5.1.- Pliegue de primera etapa de deformación varisca (D_1) vergente al sur (S a la izquierda). Pizarras del Río con laminaciones (X: 438.100, Y: 4.243.000).

El plegamiento en esta etapa se realizó por un proceso de *buckling*, con deslizamiento entre capas (*flexural slip*) que se puede reconocer a todas las escalas.

Algunas fallas inversas de gran ángulo se formaron como consecuencia del plegamiento apretado de la "Cuarcita Armicana" por esta primera etapa deformativa (Ramírez al, en prensa a).

Los pliegues y foliaciones asociadas, desarrollados durante esta primera etapa de deformación varisca en el área de estudio y sus alrededores, afectan a la rocas del Carbonífero temprano en facies Culm, cuya edad más reciente para la mayoría de los autores es Namuriense temprano (Peran y Tamain, 1967; García Alcalde et al., 1984; Rodríguez Pevida et al., 1990, Rodríguez González, 2006), si bien Rodríguez González (2006) cita la presencia en el N de la Hoja 1:50.000 de Virgen de la Cabeza, de una asociación de esporas de edad Westfaliense. Por otra parte, al oeste-noroeste del área de estudio, entre el Batolito de Los Pedroches y el Anticlinal de Alcudia, afloran rocas de edad Estefaniense temprano no afectadas por esta etapa de deformación, discordantes sobre materiales ordovícico-devónicos plegados (Mira et al., 1987; Rodríguez Pevida et al., 1990). Además, la blastesis de las corneanas de la aureola de metamorfismo de contacto asociada al Plutón de Santa Elena, posterior a esta primera etapa, ha sido datada 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, por Montero et al. (en prep.). Esto indicaría que la deformación principal varisca se desarrolla posiblemente en el Namuriense inferior alto.

5.2.2.2. Segunda etapa de deformación (D_2)

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

5.2.2.2.1. Zona de Cizalla Puente Génave-Castelo de Vide

Como ya se ha indicado anteriormente separa los dominios del Complejo Esquisto-Grauváquico (DCEG) y de Obejo-Valsequillo (DOV) de la Zona Centroibérica.

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 es en la mayor parte de su recorrido paralela a los pliegues de la primera etapa de deformación Varisca (D_1) en el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico de la Zona Centroibérica (Fig. 5.1), con una dirección NO-SE que cambia progresivamente a E-O y OSO-ENE en su extremo oriental. Discurre por el centro de la Hoja 1:200.000 de Linares, con dirección E-O girando a NO-SE en su borde occidental.

Se han reconocido relaciones de corte entre la zona de cizalla y los pliegues previos, solamente en unas pocas localidades (Martín Parra, 2003; Martín Parra *et al.*, 2004, 2006).

En el área de la Hoja, la zona de cizalla llega a separar rocas ordovícicas en el muro de las del Devónico-Carbonífero inferior en el bloque de techo. En el sector oriental de la Hoja, las rocas del muro están intruidas por el Plutón de Santa Elena. En este, se observa como aumenta la deformación de norte a sur, pasando de estar prácticamente no deformado en su mitad septentrional a ir teniendo una orientación deformativa que en general buza al norte, en su sector central, y a la existencia de zonas de cizalla dúctil – frágil con desarrollo de foliación milonítica, tanto en los granitos como en los enclaves metasedimentarios en su borde meridional (Martín Parra, 2003).

Tanto al oeste, como al este del Plutón de Santa Elena, los materiales situados inmediatamente bajo la zona de cizalla, no muestran en general más que un replegamiento con foliación de plano axial de primera fase, en grado muy bajo, recristalizada por metamorfismo de contacto en las proximidades del plutón.

La zona de cizalla en el área de estudio, está marcada por una banda de pizarras carbonosas (ampelíticas) de edad Silúrico que localmente alcanzan 150 m de espesor, las cuales al E de El Centenillo, durante decenas de kilómetros, hasta Puente-Génave (fuera de la Hoja de Linares) contienen andalucita de contacto, filonitzadas (Martín Parra, 2003). Esta zona de cizalla buza hacia el S unos 30°. En este sector, el límite S de la aureola de contacto, relacionada con el Plutón de Santa Elena, coincide con el del trazado del techo de la zona de cizalla extensional.

La base de la zona de cizalla está separada del resto de las rocas del bloque de muro mediante una falla normal que buza hacia el sur entre 35 y 60°. De este modo las pizarras ampelíticas andalucíticas filonitzadas se apoyan sobre distintos niveles de la sucesión infrayacente, desde las Cuarcitas del Criadero a las Alternancias del Caño, así como sobre los granitoides del borde sur del Plutón de Santa Elena.

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 con metamorfismo de contacto del bloque de techo, constituido por rocas de edad silúrico – devónica y el Carbonífero inferior (Culm), llegando a apoyarse directamente los materiales del Culm sobre las pizarras ampelíticas andalucíticas filonitzadas del Silúrico.

La naturaleza de las rocas de falla y de los indicadores cinemáticos varían a lo largo de la zona de cizalla (Martín Parra *et al.*, 2006). En el área de la presente Hoja, las estructuras dúctiles y dúctil-frágiles están bien desarrolladas debido a la actividad ígnea antes y durante el cizallamiento extensional (Larrea, 1998; Larrea *et al.*, 1999).

Asociada a esta zona de cizalla, se observan milonitas y filonitas, que afectan tanto al borde meridional del Plutón de Santa Elena (Foto 5.2), así como a sus enclaves del encajante, como a las pizarras ampelíticas con andalucita del Silúrico, a la que rodea la foliación filonítica. En ella se observan lineaciones de estiramiento de dirección NNE-SSO, que junto con la presencia de *ribbons* de cuarzo, estructuras de tipo S/C, "peces" de mica y cristales de andalucita estirada, con grietas de tensión llenas de cuarzo y/o clorita, y colas de presión asimétricas (Foto 5.3), 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).

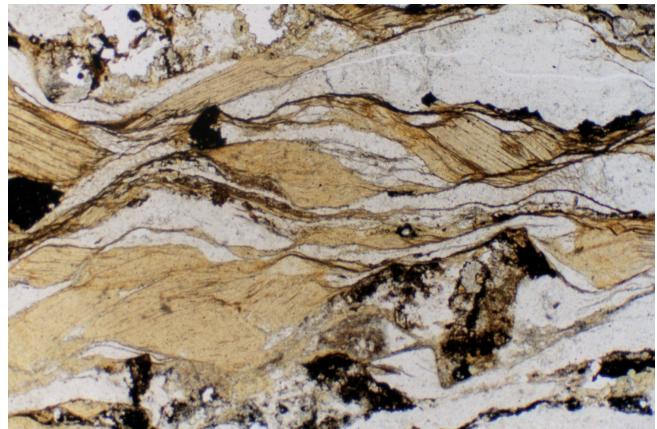


Foto 5.2.- Deformación de cizalla afectando al borde S del Plutón de Santa Elena. Unos 3,5 km al NE de La Carolina. Muestra 19-35 IG MP-9012 (X: 449.950, Y: 4.239.600).



Foto 5.3.- Pizarras ampelíticas, andalucíticas filonitzadas, con la foliación de cizalla rodeando a las andalucitas (quiastolitas) con desarrollo de colas de presión asimétricas. Al sur de las Minas de San Agustín. Muestra 20-34 IG MP-8036 (X: 471.000, Y: 4.243.650).

El emplazamiento de una red de diques de cuarzo en el bloque de muro y en la zona de cizalla, de direcciones entre E-O y N100°E unos y N-S a N30°E los otros, se interpreta como formados bajo el mismo campo de esfuerzos que generó la zona de cizalla, pero una vez que la cizalla hubo cesado. El primer sistema se correspondería con grietas tensionales de la dirección principal de extensión de la zona de cizalla, mientras que el segundo lo sería con una extensión menor en la dirección del eje intermedio de esfuerzos (Martín Parra, 2003; Martín Parra *et al.*, 2006). Al mismo tiempo, la circulación de fluidos hidrotermales a través de las pizarras ampelíticas con andalucita de contacto dio lugar a su caolinización (Vázquez *et al.*, 2002).

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, por Montero *et al.* (en prep.) 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.

5.2.2.2. Pliegues de Segunda Etapa de Deformación

La Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide y cizallas asociadas a muro en el Plutón de Santa Elena, así como los pliegues de la primera etapa, en el área de la Hoja 1:200.000 de

Linares, están replegados posteriormente por algunos pliegues de primer orden y continuidad regional (segunda fase de Ríos Aragüés, 1977), entre los que cabe destacar el Antiforme de Sierra Madrona-Santa Elena, al N de la zona de cizalla, en el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico y el Sinfo de Jándula, al S de la misma, en el Dominio de Obejo-Valsequillo (Fig. 5.1).

A grandes rasgos estos pliegues de la segunda etapa de deformación varisca se caracterizan por no tener una vergencia definida, con una continuidad superior a los 160 km el primero, a lo largo de esta Hoja desde el sur de Aldeaquemada hasta Santa Eufemia (al O del área de estudio) y 20 km el segundo (Martínez Poyatos, 1997).

Llevan en el área estudiada una dirección aproximada ONO-ESE, girando hacia E-O. Desde el punto de vista geométrico, se trata de pliegues abiertos, de gran longitud de onda (superior a 2 km) y menor amplitud, cilíndricos, de plano axial subvertical, con ejes subhorizontales que muestran un suave cabecero hacia el este y el oeste, debido a su interferencia con una etapa tardía norteada de replegamiento. En la mayor parte de su recorrido transcurren por rocas ordovícicas, aflorando en el núcleo del Antiforme de Santa Elena las Capas Pochico (Arenig), mientras que en el de Sierra Madrona lo hacen los materiales del Alcudiense inferior (Ediacárico). En el núcleo del Sinfo de La Barbuda (situado en el área El Centenillo-Santa Elena, entre el Antiforme Sierra Madrona-Santa Elena y el sector oriental del Sinclinal de Guadalmez) afloran las Cuarcitas del Criadero del Silúrico inferior.

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).

El ángulo entre flancos del Antiforme de Sierra Madrona–Santa Elena, oscila entre 115° y 130°, mientras que el del Sinfo de La Barbuda oscila entre unos 115° y 140°, siendo ambos algo más apretados hacia el oeste (Martín Parra, 2003). 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.

La existencia de dos pliegues principales, una antiforma en el bloque de muro (Antiforma de Sierra Madrona-Santa Elena) y una sinfo en el de techo (Sinfo de Jándula), que pueden seguirse durante unos 150 km paralelos a la zona de cizalla en su sector E (desde Santa Elena a Santa Eufemia), es interpretada como *drag folds* relacionados con el movimiento extensional de la cizalla (Martín Parra et al., 2006).

5.2.2.3. Deformaciones tardías

5.2.2.3.1. Pliegues norteados

En el sector centro-oriental de la Hoja 1:200.000 de Linares, se observa, a escala cartográfica, que tanto los ejes y lineaciones de intersección de los pliegues de la primera etapa de plegamiento como los ejes del replegamiento posterior de la segunda etapa, muestran suaves inclinaciones, tanto al este como al oeste, reflejo de unas figuras de interferencia en domos y cubetas a gran escala con una fase de replegamiento posterior de dirección N-S a N10°E

con gran longitud de onda y pequeña amplitud de tipo 1 de Ramsay (1967).

La principal forma cartográfica debida a esta fase de plegamiento es el Domo de Santa Elena, que dibuja una traza axial aproximada norte-sur de un pliegue mayor de esta fase tardía de replegamiento a la altura de Santa Elena. Destacan también dos sinformas y una antiforma de direcciones norteadas situadas al O de El Centenillo (Fig. 5.1) y una cubeta en cuyo núcleo afloran materiales del Devónico inferior, así como el Domo de Valmayor, (figura de interferencia de esta etapa deformativa con la Antiforma de Sierra Madrona) en cuyo núcleo afloran los materiales del Alcudiense inferior.

A la mesoscala, estas estructuras son escasas habiéndose encontrado en la Hoja de Solana del Pino 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 inmersión suaves (Ramírez et al., 1998).

Ríos Aragüés (1977) denomina a estas ondulaciones norteadas como Fase 3 de plegamiento, y relaciona con ella una "esquistosidad de fractura" norteada poco frecuente. Observa también este autor, que las zonas enriquecidas de los filones se disponen con marcada preferencia en los antiformes de esta fase de plegamiento.

El desarrollo de estos pliegues podría estar relacionado con un aplastamiento E-O que caracteriza la denominada Segunda Fase Varisca, reconocida en otras áreas de este dominio situadas más al N (Roiz, 1979; Amor y Ortega, 1987; Ortega y Sánchez Vizcaíno, 1987; Ortega, 1986; Ortega et al., 1988 y Palero, 1991). En el área de la Hoja, Castelló y Orviz (1976), Orviz et al. (1976), Ramírez et al. (en prensa a, b y 1998), Monteserín et al. (en prensa); Lillo et al. (1998 b) la reconocen en las Hojas de La Carolina, Santiesteban del Puerto, Brazatortas, Mestanza, Solana del Pino, El Viso del Marqués y Santa Elena.

5.2.2.3.2. Kink bands

En el sector centroriental de la Hoja, se observa un desarrollo heterogéneo de *kink bands* tardíos, que pliegan a la foliación principal (S_1), así como a la foliación milonítica asociada a la zona de cizalla Puente Génave-Castelo de Vide (Foto 5.4), distribuidos principalmente en una banda meridional, que incluye a las pizarras ampelíticas, andalucíticas filonitzadas de la zona de cizalla principal y a los materiales devono-carboníferos del bloque de techo (Martín Parra, 2003).



Foto 5.4.- Pizarras ampelíticas filonitzadas por la Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide afectadas por *kink-bands* (S a la derecha). Coordenadas X: 450.675, Y: 4.239.525.

Predominan los *kink bands* con planos axiales de dirección comprendida entre E-O y N127°E, buzando entre 43 y 48° al norte, y ejes de dirección comprendida entre N95 y 105°E, subhorizontales.

En algunos casos estos *kink bands* pasan a zonas de fractura métricas, con zonas de brechificación asociada, buzando al norte con criterios de movimiento inverso de bloque de techo hacia el sur.

5.2.2.3.3. Fracturación

En el área estudiada se pueden observar fallas: inversas, de desgarre y normales.

- Fallas Inversas

En el área de la Hoja, se observan fallas inversas, algunas de las cuales pueden alcanzar longitud kilométrica, principalmente en el sector centro-oriental de la Hoja y el su sector noroccidental. Llevan direcciones comprendidas en su mayor parte entre E-O y ONO-ESE

En el sector NO, destaca una falla inversa de gran ángulo que con dirección ONO-ESE discurre entre la Sierra de Torneros y la aldea de El Horcajo (Ramírez *et al.*, en prensa a). Los citados autores las relacionan con el plegamiento apretado de F1 de la Cuarrita Armoricana que evolucionó a fallas inversas.

En el sector centro-oriental de la Hoja (El Centenillo-Santa Elena) se observan algunas fallas inversas de direcciones E-O a ONO-ESE, con buzamientos hacia el N, que levantan el bloque septentrional. Alcanzan longitudes de hasta 2,5-3 km. En algunos casos llevan asociada una crenulación espaciada 1 a 3 mm, de geometría kink, buzando al norte, vergentes al S.

En la Hoja de Aldeaquemada, en el sector de La Cimbarra, una falla inversa, no cartografiable a esta escala, de dirección E-O, aprovechando un flanco inverso de un pliegue anticlinal de primera etapa deformativa, levanta el bloque N.

En la Hoja 1:50.000 de Fuencaliente (sector NO), una falla inversa, no cartografiable, que buza al N, posterior a la segunda etapa de deformación (zona de cizalla extensional y pliegues de D₂) levanta el bloque norte.

- Fallas de desgarre

En relación con la compresión E-O que da lugar al desarrollo de los pliegues norteados, se generan dos juegos conjugados de cizallas frágiles de desgarre: uno de dirección NO-SE sinistro y otro de dirección ENE-OSO a NE-SO dextro (Ortega, 1986). Algunas de las cizallas de ese sistema conjugado son heredadas de las etapas de deformación anteordovícicas.

Entre las cizallas del sistema de desgarre NO-SE sinistro en el área de estudio, cabe destacar la Falla de Fuencaliente que tiene una importante componente vertical (Palero y Delgado-Quesada, 2008), así como la reactivación de las estructuras pre-variscas que limitan la banda de "Alcudiente Superior" de Villalba-Atovelez (Ramírez *et al.*, en prensa b); y entre las del sistema ENE-OSO las fallas de Hornilleros y Valmayor (Palero y Delgado-Quesada, 2008).

Las estructuras de dirección ONO-ESE sinistras que limitan la banda de "Alcudiente Superior" de Villalba-Atovelez, dan lugar en el sector oriental de la Hoja de Brazartotas y en la Hoja de Mestanza, a un giro progresivo de las estructuras de primera etapa

de deformación varisca, desde rumbos ONO-ESE a posiciones cercanas a N-S (Ramírez *et al.*, en prensa b). Estas estructuras tienen un gran desarrollo en el sector nororiental de la Hoja 1:200.000 de Linares (Hojas 1:50.000 de El Viso del Marqués y Santa Cruz de Mudela), donde afectan de manera importante a los pliegues de primera fase ya que pueden llegar a hacer desaparecer uno o los dos flancos del pliegue. En este sector muestran tanto evidencias de movimiento sinistro como dextro (Monteserín *et al.*, en prensa).

Las fracturas tardivariscas mejor representadas en la mitad Norte de la Hoja 1:200.000 de Linares, son un sistema de fracturas de desgarre de direcciones dominantes NE-SO a ENE-OSO, sinistras y sus conjugadas de dirección NO-SE dextrus, formadas en una etapa de fracturación caracterizada por una compresión próxima a la dirección N-S, asimilable a la etapa transcurrente tardihercínica de Arthaud y Matte (1975). Estos sistemas a menudo juegan a las fallas anteriormente descritas cuyo sentido de movimiento es el opuesto, como pasa con el sistema de fallas NO-SE de Fuencaliente (Ramírez *et al.*, en prensa a).

Estas fallas, con una compresión norte-sur, podrían ser coetáneas con los *kink bands* y con las fallas inversas anteriormente descritas. Algunas se han reactivado posteriormente como fallas normales con el bloque este hundido (Martín Parra, 2003). Así mismo, la compresión N-S que genera este sistema de fallas parece relacionada con el plegamiento de la cuenca hullera de Puertollano, afectada por suave sinclinal muy abierto subdividido en dos cubetas, que están afectadas por la fallas de dirección NNE-SSO (Ramírez *et al.*, en prensa b).

- Fallas normales

Se han observado principalmente en el sector centro-oriental de la Hoja, al E de El Centenillo.

Presentan direcciones variadas, con buzamientos en su mayoría al sur o al sureste, y parecen responder a distintos campos de esfuerzos, por lo que probablemente se han generado en diversas épocas.

En las proximidades del Filón Mirador, al noreste de El Centenillo, se observan dos fallas normales conjugadas que dejan un bloque hundido entre ambas. La más meridional lleva una dirección N70°E, buzando 45° al norte y la otra N50°E, buzando 45° al sur. Esta última lleva asociada una zona de brechificación de unos 50 cm.

Al sureste de El Centenillo, en el Río Grande, existe un sistema de fallas normales de dirección próxima a E-O (N85E), que hunden el bloque sur, con una antitética que hunde el bloque norte. Las primeras son subverticales y tienen la traza muy recta, mientras la que hunde el bloque norte es más tendida. Estas fallas cortan a la Zona de Cizalla Extensional de Puente Génave-Castelo de Vide. Parecen haberse originado como reactivaciones de fracturas previas llenadas por filones de cuarzo E – O, posteriormente a la segunda etapa de replegamiento.

Existe otro sistema de fallas normales de dirección NE-SO (entre N30 y 55°E) con bloque sureste hundido. Son fallas subverticales, de trazado muy recto. Se observan principalmente del Plutón de Santa Elena hacia el este, siendo las más importantes: la Falla de la Casa de María Juana, Falla del Río Guarizas y Falla de Santa Elena. Estas fallas cortan a la zona de cizalla, y se han desarrollado, o al menos han rejugado, en tiempos alpinos, como se observa claramente en la última.

La Falla de María Juana, pone en contacto materiales devónicos en el bloque levantado (NO) con el Culm en el bloque hundido (SE), y lleva cuarzo filoniano asociado.

La Falla del Río Guarizas, desplaza a las pizarras ampelíticas, andalucíticas silúricas, filonitzadas por la zona de cizalla, y pone en contacto a los Bancos Mixtos en el bloque de muro con las Cuarcitas del Criadero en el bloque de techo, con un salto aparente superior a 200m.

La Falla de Santa Elena será descrita en el capítulo de Deformación Alpina.

5.3. DOMINIO DE OBEJO-VALSEQUILLO

5.3.1. Unidad Paraautóctona

5.3.1.1. *Deformaciones pre-variscas*

El único episodio deformativo pre-varisco representado en esta unidad en la Hoja de Linares a escala 1:200.000, es la laguna mesodevónica. Se observa al N del Culm de Los Pedroches en la base del bloque de techo de la Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide.

Las relaciones del Devónico superior y del inferior, al igual que en el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico, son de paracuniformidad, y la ausencia del Devónico medio se debe a la fase de plegamiento que ocurre más al S en las Unidades Alóctonas del Dominio de Obejo-Valsequillo.

5.3.1.2. *Deformaciones variscas*

En esta unidad del DOV, situada al sur de Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide, entre esta y el cabalgamiento de la Unidades Alóctonas, la estructura, al igual que en el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico, está constituida por una primera fase de plegamiento que afecta a todos los materiales aflorantes, desde el Silúrico superior-Devónico inferior hasta el Carbonífero inferior en facies Culm. Esta primera fase tiene una vergencia al S al norte del Batolito de Los Pedroches y es subvertical a vergente al N al S del mismo (Martínez Poyatos, 1997), constituyendo un gran anticlinal en cuyo núcleo intruye el Batolito de Los Pedroches.

A esta fase le sucede una etapa extensional, en relación con la cual se produce el desarrollo de la zona de cizalla de carácter dúctil-frágil de Puente Génave-Castelo de Vide, anteriormente descrita, y que sirve como límite N de la Unidad Paraautóctona del DOV, que se sitúa en su bloque de techo.

Los pliegues de primera fase, están afectados por un plegamiento sin vergencia definida, aproximadamente coaxial con ellos.

Posteriormente, las rocas del área de estudio se ven afectadas por una serie de episodios de deformación tardíos, durante los cuales se intruye el Batolito de Los Pedroches y su cortejo de diques asociado, así como fallas y *kink bands*.

5.3.1.2.1. Primera etapa deformativa (D1)

Muestra características similares a las desarrolladas en el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (DCEG), afectando desde el Silúrico superior-Devónico inferior hasta el Carbonífero inferior en facies Culm.

Se desarrollan dos pliegues mayores. El de mayor entidad es el Anticlinal de Los Pedroches, y en segundo lugar el Anticlinal de Cabeza Parda.

El Anticlinal de Los Pedroches tiene decenas de kilómetros de longitud, con una vergencia al S al norte del Batolito de Los Pedroches (flanco N) y es subvertical a vergente al N al S del mismo (flanco S) según Martínez Poyatos (1997). En su núcleo intruye el Batolito de Los Pedroches. No obstante el flanco N del anticlinal está plegado por una etapa posterior más suave que desarrolla una sинформa. En el flanco S, el techo de esta estructura no se observa ya que está cortado, sin sinclinal intermedio, por un accidente de extensión regional denominado Falla de la Canaleja (Fig. 5.1).

Las estructuras menores son similares a las del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (DCEG); con la presencia generalizada de un clivaje de plano axial de los pliegues de primera fase. Con carácter general, los pliegues tienen su plano axial fuertemente buzante hacia el NE, definiendo una ligera vergencia hacia el SO.

Tanto los pliegues como la esquistosidad asociada presentan variaciones en sus características y geometría, en función de la litología. Así, los tramos pelíticos potentes presentan pliegues muy abiertos, prácticamente isopacos, con esquistosidad muy penetrativa de tipo *slaty cleavage*, mientras que los tramos de alternancias pelítico-arenosas presentan comúnmente pliegues muy apretados, con morfologías que varían de *chevron* a similar. La esquistosidad tiene entonces características variables entre *slaty cleavage* grosero en los estratos pelíticos y esquistosidad de presión/disolución en los arenosos, generalmente con refracción marcada en estos últimos. Por último, en los bancos de grauvacas masivas y conglomerados rara vez se observan pliegues menores siendo la esquistosidad muy gruesa (presión-disolución) o inexistente en estos casos (Quesada et al., 2013).

Las condiciones de formación de este clivaje son de la anquizona, con la fábrica definida por orientación de micas clásicas y planos de acumulación de óxidos. La intersección del clivaje y la estratificación produce una lineación que es sensiblemente paralela a los ejes de los pliegues.

5.3.1.2.2. Segunda etapa deformativa (D2)

Como ya se ha indicado anteriormente, posteriormente a la primera etapa de plegamiento varisca, 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 devónico - carboníferos, a techo, denominada Zona de Cizalla de Puente de Génave-Castelo de Vide (Martín Parra, 2003; Martín Parra et al., 2004, 2006). Esta zona de cizalla separa los dominios del Complejo Esquisto-Grauváquico (DCEG) y de Obejo-Valsequillo (DOV) de la Zona Centroibérica y ya ha sido descrita anteriormente.

El flanco normal (flanco N) del Anticlinal de Los Pedroches, de primera etapa, así como los pliegues menores asociados, está replegado posteriormente por un pliegue de primer orden y continuidad regional denominado Siforme del Jándula (Martínez Poyatos, 1997). Este pliegue se lleva una dirección aproximada ONO-ESE, y se caracteriza por no tener una vergencia definida, con una continuidad de unos 120 km desde el S de Santa Eufemia (en la vecina Hoja 1:200.000 de Pozoblanco) hasta el N de Baños de la Encina. Se observan pliegues menores cilíndricos con planos axiales de subverticales a buzamientos altos al SO, lo que indicaría vergencia al N.

El ángulo entre flancos de esta sinforma aumenta de O a E, de modo que en un corte por el sector de La Virgen de la Cabeza sería de 80° (Martínez Poyatos, 1997).

5.3.1.2.3. Deformaciones asociadas al Batolito de Los Pedroches

El Batolito de Pedroches, con una morfología alargada en dirección ONO-ESE que se prolonga hacia el Este con los afloramientos de Linares y Arquillos, junto con los haces de diques asociados, constituye la megaestructura tardivariscia más sobresaliente en la región.

El Batolito de Los Pedroches está constituido por dos conjuntos plutónicos mayores. El primero y más extendido a la escala del Batolito es principalmente granodiorítico (Unidad Granodiorítica de Los Pedroches) y el segundo es granítico (Unidad Granítica de los Pedroches) (Lalieux, 1983; Larrea, 1987; Carracedo, 1991; Defalque *et al.*, 1992; Fernández *et al.*, 2013; Larrea, 1998; Larrea *et al.*, 2004;). Asociados a estos conjuntos plutónicos hay varios haces de diques de composición intermedia y ácida (Carracedo *et al.*, 1997; Martín Parra *et al.*, 2000).

En primer lugar se produce una importante intrusión de un sistema de diques de composición intermedia con direcciones NNE-SSO a NNO-SSE que dibujan sigmoides por la evolución de las fracturas tensionales que rellenan, con buzamientos próximos a 90° y espesor métrico a decamétrico. Este sistema solo corta a la Unidad Granodiorítica (Martín Parra *et al.*, 2000), correspondiendo sus hastiales a fracturas frágiles muy netas, hecho que sugiere que la fracturación de su encajante y su inyección tuvo lugar cuando aquel estaba ya completamente cristalizado y relativamente frío, esto último también indicado por la existencia de bordes de enfriamiento en algunos de los diques (Quesada *et al.*, 2013).

Están muy representados a escala del batolito donde llegan a definir un denso haz con una anchura máxima de 5 km y una extensión total del sector en que se inyectaron del orden de 10-15% en dirección ortogonal a su alargamiento (Quesada *et al.*, 2013). Sin embargo, está poco representado en la Hoja 1:200.000 de Linares (únicamente en su borde O), donde alcanzan espesores entre 10 y 30m.

Posteriormente, se emplaza un sistema de diques de pórfidos graníticos, que es uno de los rasgos estructurales más importantes del Batolito de Los Pedroches. Está constituido por dos haces principales de diques de más de 120 km de longitud y 10 km de anchura, y algún haz menor, que cortan al sistema de diques anterior. Tienen una dirección principal NO-SE, buzando unos 90° y un espesor de varios metros, representando una extensión total del sector en que se inyectaron del orden de 20-50% en dirección ortogonal a su alargamiento (Quesada *et al.*, 2013, Larrea *et al.*, 2013 b).

Su dirección forma un ángulo de 15 a 20° en el sentido horario con el eje de la Unidad Granodiorítica y tiene la misma dirección que los plutones de la Unidad Granítica (Martín Parra *et al.*, 2000). En la Hoja 1:200.000 de Linares es el sistema más representado y cortan al macizo de Cardeña-Virgen de la Cabeza por su sector central el más septentrional, y por el borde S de la alineación que constituye la Unidad Granítica, el más meridional. Su intrusión está relacionada con la intrusión de los plutones de la Unidad Granítica.

En el contacto norte del batolito en la Hoja de Fuencaliente (O de la Hoja 1:200.000 de Linares) y en la vecina de Pozoblanco, se observa una fábrica orientada aproximadamente en dirección ONO-ESE buzando unos 50° al NE, denominada Zona de Cizalla

de Conquista (Carracedo *et al.*, 1994; Aranguren *et al.*, 1997), que afecta a las granodioritas, pero no a los plutones de la Unidad Granítica. Se trata de una fábrica planar, milonítica, variablemente intensa, desarrollada en condiciones de alta temperatura, con posterioridad a la cristalización de la roca (Larrea *et al.*, 2013 a). La anchura visible de esta banda de deformación dúctil es de unos 100 metros (Palero y Delgado Quesada, 2008), y su cinemática corresponde a la de un desgarre transtensivo dextro.

Larrea *et al.* (1996 b, 1999 b) y Carracedo *et al.* (1994, 1997) caracterizan el régimen tectónico regional como transtensivo dextro gobernado por desgarres maestros subverticales, de orientación ONO-ESE. Aranguren *et al.* (1997) proponen también un modelo de emplazamiento de estos dos sistemas de diques, en un régimen transtensivo de carácter dextro, activo durante el emplazamiento de todo el Batolito de Los Pedroches, de modo que los diques de composición intermedia se emplazarían a favor de fracturas, de tipo Riedel, R', mientras que los diques graníticos se emplazarían por las fracturas tipo R. En nuestra opinión el sistema de diques de composición intermedia que corta a la Unidad Granodiorítica responde a fracturas tensionales de un régimen transtensivo de carácter dextro con dirección paralela a la del batolito, mientras que el sistema de diques de pórfidos graníticos, que corta tanto a la Unidad Granodiorítica como al sistema de diques de composición intermedia, produce un desplazamiento en estos últimos coherente con un régimen extensional de dirección de extensión NE-SO.

En las rocas encajantes del Norte del Batolito existe un clivaje de crenulación muy tendido, de dirección y buzamiento paralelos al contacto, que desarrolla pliegues milimétricos en la foliación principal, así como dos sistemas conjugados de kink bands que indican un acortamiento próximo a la vertical y extensión próxima a la dirección N-S (Palero y Delgado Quesada, 2008).

Según Mira *et al.* (1987) y Carracedo (1991), la blastesis producida durante la intrusión de la granodiorita es posterior a la foliación principal y anterior a la crenulación, mientras que la blastesis producida en la intrusión de los plutones graníticos es sin-postcinemática respecto de la crenulación. Estas relaciones permiten establecer que el emplazamiento del batolito es post-tectónico respecto a la foliación principal, y que la crenulación está relacionada con la intrusión de los magmas graníticos tardíos en un régimen regional extensional (Larrea *et al.*, en prensa b; Matas y Martín Parra, en prep.).

En la Hoja de Virgen de la Cabeza, se puede observar a lo largo del contacto meridional del afloramiento Cabezaparda-Rosalejo una banda de deformación de más de 500m de anchura, que desarrolla en las pizarras una foliación de crenulación muy penetrativa, de espaciado milimétrico con dirección E-O a N110°E, buzando 40° a 50° al N, así como foliación S/C y estructuras sigmoidales. Los ejes de los micropliegues con los que está relacionada la foliación de crenulación, llevan una dirección comprendida entre N100° y 110°E, subhorizontales. Las estructuras S/C han proporcionado criterios contradictorios, predominando los que dan criterio de movimiento inverso hacia el S o SO sobre los que dan movimiento extensional hacia el N. En este sector se desarrolla la aureola de contacto del Macizo de Cardeña-Virgen de la Cabeza, que genera blastos de biotita y andalucita, observándose que la biotita está afectada por ellas, existiendo protoblastos de andalucita ovalados, sincinemáticos con la foliación de crenulación (a la que incluyen y a su vez los rodea), y blastos de andalucita idiomórficos tardíos a posteriores a la foliación de crenulación (Larrea *et al.*, 2013 a).

5.3.1.2.4. Fracturación tardivarisca

Posteriormente al emplazamiento de los sistemas de diques descritos, la mitad occidental del Batolito de Los Pedroches fue fracturado en un régimen frágil con cizalla dextra, desarrollándose venas tensionales de direcciones comprendidas entre NNO-SSE y NNE-SSO de longitud kilométrica y 0,5 a 20 m de espesor, llenadas de brechas de colapso de cuarzo y barita, subsecuentemente silicificadas y en algunas ocasiones de carbonato cálcico o sulfuros de Pb y Zn (Martín Parra *et al.*, 2000). En el área de la Hoja de Linares, las direcciones principales de estas venas de cuarzo varían entre N-S y NE-SO.

El relleno de carácter hidrotermal de estas fracturas, tiene su desarrollo más importante cuando éstas transcurren a través, o en la inmediata vecindad, del Batolito de Los Pedroches, lo que probablemente significa que la fracturación debió comenzar a generarse cuando el batolito todavía representaba una anomalía térmica positiva respecto de su encajante metasedimentario, existiendo una importante circulación hidrotermal que se habría visto favorecida por la propagación de estas fracturas (Quesada *et al.*, 2013). La mayor parte de los numerosos indicios mineros que existen en el batolito y su entorno, aparecen en relación con el relleno hidrotermal de las fracturas de esta etapa tardía de deformación varisca.

Las fracturas relacionadas con este evento aparecen fosilizadas por depósitos triásicos en la terminación oriental del batolito en el área de Andújar (Larrea *et al.*, 2013 b), por lo que su desarrollo principal debió tener lugar durante el intervalo Estefaniense-Pérmico, que coincide con lo que se ha dado en llamar etapa tardivarisca o la tardihercínica de Arthaud y Matte (1977).

En el extremo SO de la Hoja, discurre la Falla de La Canaleja. Esta falla tiene una dirección N120°E y un recorrido de varias decenas de km atravesando prácticamente toda la Hoja vecina de Pozoblanco. En su extremo suroriental, en esta Hoja de Linares, rejuega claramente un cabalgamiento que define una escama situada por debajo del Cabalgamiento basal de la Unidad Alóctona, pero en todo su recorrido muestra una elevación del labio sur respecto al norte, limitando generalmente el Culm de Los Pedroches (Matas y Martín Parra, 2015). Su edad es posterior al Plutón de Quintana de la Serena (Batalito de Los Pedroches), en la vecina Hoja de Pozoblanco, al que limita por el SO. La zona de falla tiene entre varios metros y escasas decenas de metros de espesor y está constituida por brechas y harinas de falla.

Según Martínez Poyatos (1997), quien encuentra un nivel guía a ambos lados de la falla, el salto en buzamiento es de casi 5 Km.

5.3.2. Unidades Alóctonas

Se encuentran representadas únicamente en un pequeño sector de la Hoja, en su esquina SO, siendo su límite NE un cabalgamiento que la superpone sobre la Unidad Paraautóctona.

En estas Unidades se han reconocido regionalmente varias etapas de deformación sucesivas, la primera y principal da lugar a pliegues tumbados de dirección NO-SE, con vergencia NE cuyos ejes están subhorizontales, y cizallamiento simple dúctil; le sigue una fase de cabalgamientos con vergencia NE; un plegamiento de plano axial subvertical y un sistema de fallas tardías de dirección NO-SE. Excepto la primera, todas las demás afectan al carbonífero. Este esquema se acepta en los trabajos realizados, sólo permanece una discrepancia, mientras que para algunos autores (Pérez Lorente, 1979; Apalategui *et al.*, 1985e), la fase de cizalla que da lugar

a la foliación milonítica es una fase de crenulación sobre otra anterior; para Azor (1994) y Martínez Poyatos (1997) la foliación milonítica está relacionada con la primera fase y principal.

La edad de la primera etapa de deformación está comprendida entre el Devónico inferior, al que afecta, y el Carbonífero inferior, ya que la Falla de Matachel, que limita las Unidades Alóctonas por el SO, en la Hoja de Pozoblanco, es posterior a los pliegues tumbados y sincinemática con las facies Culm.

El Cabalgamiento Basal de las Unidades Alóctonas sobre la Paraautóctona se sitúa en su mitad occidental, en la Hoja de Pozoblanco, sobre rocas Devónicas, mientras que hacia el SE de la Hoja de Pozoblanco y en la esquina SO de la de Linares, pasa a apoyarse sobre el Carbonífero Inferior, por lo que parece que es ligeramente ascendente en este sentido respecto al bloque de muro (Matas y Martín Parra, 2015). Toda la traza del cabalgamiento está jalona de rocas de falla de carácter frágil, aunque muchos de los fragmentos de las brechas tectónicas son de rocas miloníticas y en las rocas más pelíticas se desarrollan filonitas de carácter dúctil-frágil. Martínez Poyatos (1997) deduce a partir de estrías de falla y pseudoestructuras S/C, una dirección de movimiento de hacia el NE. La edad del cabalgamiento es post-Viseense, puesto que afecta a las rocas del Culm.

A continuación, se encuentra una tercera etapa de deformación que produce el plegamiento de todas las estructuras anteriores según un sistema de grandes pliegues de dirección NO-SE y plano axial subvertical, con los ejes de inmersión variable en función del buzamiento de las estructuras anteriores pero, en general, subhorizontal.

Estos pliegues afectan a los sedimentos del Carbonífero Inferior, y afectan también al Cabalgamiento basal de las Unidades Alóctonas. Por tanto, su edad es post-Viseense y su desarrollo se prolongó al menos hasta el Westfaliense B-C, pues sedimentos de esta edad de la banda del Guadiato fueron también afectados. Más aún, esta fase de deformación produce estructuras iguales, con la misma orientación y el mismo estilo, a las de la primera etapa de la Unidad Paraautóctona, por lo que puede deducirse que se trata de la misma fase de deformación producida después del emplazamiento de las Unidades Alóctonas sobre la Paraautóctona. Puesto que en la Unidad Paraautóctona la intrusión del Batolito de los Pedroches es posterior al clivaje que acompaña los pliegues principales, esta etapa debe ser de edad Westfaliense Superior.

5.4. DEFORMACIÓN ALPINA

En la mitad septentrional de la Hoja, los efectos de la Orogenia Alpina son poco patentes, resolviéndose en buena parte en rejueglos de fracturas variscas y tardivariscas.

Este es el caso de un sistema de fallas normales de dirección NE-SO, subverticales, de trazado muy recto, con bloque sureste hundido. Al E del Plutón de Santa Elena se observan algunas de estas fracturas que han rejugado o se han generado en tiempos alpinos, siendo las más importantes: la Falla de la Casa de María Juana, Falla del Río Guarrazas y Falla de Santa Elena. Las dos primeras ya fueron descritas en el capítulo dedicado a la deformación tardivarisca.

La Falla de Santa Elena, es una falla alpina, perteneciente al sistema que limita la Fosa de Bailén. Discurre por el borde noroeste del Plutón de Santa Elena, con una dirección N40°E, poniendo en contacto las granodioritas del Plutón de Santa Elena en el bloque levantado (al NO) con conglomerados horizontales, similares a los

conglomerados basales de las Capas de La Carolina (en el bloque hundido), que Richter (1967) atribuye al Mioceno moderno por su contenido fosilífero, o al Plioceno inferior y Ríos Aragüés (1977) al Pliocuaternario. Estos conglomerados están en Santa Elena a 780 m. Al norte de Miranda del Rey, Ríos Aragüés (1977) cita también estos materiales en el cerro Mesa del Rey a una cota de 871m. Esto supone que esta falla debe tener un salto de unos 90m.

Algunas fallas plurikilométricas con orientación entre NE-SO y ENE-OSO y componente sinistro (Fallas de Bazán, Espartera y Peña del Águila), así como otras con orientación entre NO-SE y ONO-ESE, de desgarre dextro (Fallas de la Plata, Camela y Mirones), han sido atribuidas en la Hoja de El Viso del Marqués a la Orogenia Alpina (Monteserín *et al.*, en prensa).

Por otra parte, la existencia de los focos volcánicos del Campo de Calatrava, al norte de la Hoja 1:200.000 de Linares, pone de manifiesto la importancia de la Orogenia Alpina en este sector de la Zona Centroibérica.

La actividad volcánica en el Campo de Calatrava comenzó en el Mioceno Superior (8,6-6,4 Ma; Ancochea, 1982; Bonadonna y Villa, 1984) con la extrusión de leucititas olivínicas. Posteriormente la actividad se reanuda con la extrusión de basaltos alcalinos, desarrollándose esencialmente en el Plioceno y Cuaternario Inferior (4,7 a 0,7 m.a.Ma; Ancochea, 1982; Monteserín *et al.*, en prensa; Gallardo Millán *et al.*, 2002).

Durante este período, que abarca desde el Mioceno superior al Pleistoceno, se han reconocido al menos tres episodios de deformación durante el Neógeno-Cuaternario en el sector de Campos de Calatrava. La primera etapa fue extensional, tuvo lugar en el Mioceno superior y dio como resultado una apertura generalizada y el inicio de la formación de cuencas, con reactivación de antiguas fracturas de direcciones N-S, O-E y NE-SO. A este episodio, le siguió una segunda etapa de apertura durante el Plioceno, responsable de la formación de la Cuenca Manchega. La tercera y última etapa de deformación, en Plioceno-Pleistoceno, se caracteriza por el desarrollo de suaves ondulaciones, consecuencia de una débil compresión (Lillo *et al.*, 1998 a). Existen cerca de 200 puntos de emisión de materiales volcánicos, cuya distribución indica un fuerte control estructural, con una dirección dominante NO-SE (Ancochea y Brändle, 1982).

Este fenómeno según algunos autores (Doblas *et al.*, 1991; Cebríá, 1992; López-Ruiz *et al.*, 1993; Cebríá y López-Ruiz, 1995) representa un gran accidente distensivo a favor del cual ascendieron los magmas en el antepaís del Orógeno Bético, relacionado con la indentación de las Béticas sobre el zócalo varisco, con una compresión máxima NO-SE.

Por su parte Vegas y Rincón-Calero (1996) proponen un mecanismo basado en procesos flexurales de la litosfera en un régimen compresivo débil, cuyo tensor (denominado por estos autores campo bético) está definido por una compresión máxima σ_1 , horizontal según N140°-160°E y σ_3 , también horizontal según N60°-70°E, y σ_2 intercambiable localmente con σ_1 . En este contexto, el gran accidente de dirección NO-SE deducido por la disposición de los focos volcánicos, marginal a la zona más deformada (Sierra del Alcaraz), habría funcionado como una estructura distensiva, al permutarse los ejes σ_1 y σ_2 . Según el modelo propuesto por Vegas y Rincón-Calero (1996), la deformación débil en el antepaís se resolvió, además, en suaves flexuras según N60°-70°, en el desarrollo de un diaclasado sistemático en los materiales del zócalo varisco y en la formación de macrodiscontinuidades que constituyen los grandes lineamientos N140° que atraviesan la provincia de Ciudad Real.

En el sur de esta Hoja se observa la discordancia mesozoica, probablemente favorecida por la tectónica de bloques rígidos del zócalo paleozoico. La tectónica alpina no llega a plegarlos pero da lugar durante el Neógeno al desarrollo de una cuenca de antepaís (Cuenca del Guadalquivir), provocada por el avance hacia el N de la deformación, que condiciona la sedimentación de los materiales alpinos. Esta cuenca comenzó a formarse durante el Mioceno medio (Serravallense), aunque es a partir del Tortonense cuando se individualiza como área subsidente en un régimen transcurrente caracterizado por una compresión N-S a NNO-SSE (Sanz de Galdeano y Vera, 1992).

Posteriormente, en etapas alpinas tardías, durante el Plioceno inferior, evolucionó a un régimen de extensión radial. Esta extensión da lugar en el borde N de la Cuenca del Guadalquivir a la producción de una fracturación frágil que afecta a todos los materiales y que configura la estructuración final de la Hoja, y de todo el borde meridional del Macizo Ibérico. Esta fracturación se caracteriza por ser fallas normales de dirección NE-SO donde, frecuentemente, el bloque hundido se sitúa al SE, como es el caso de la Falla de Baños de la Encina, que limita por el O la Fosa de Bailén (Fig. 5.1), y la Falla de Linares. Por otra parte existen fallas de esta misma dirección que hunden el bloque O, como es el caso de la Falla de Guarromán, que junto con la de Baños de la Encina delimita la Fosa de Bailén.

Esta zona ha sido ampliamente investigada con fines mineros, conociéndose los saltos de las fallas principales, que de O a E son: la falla que limita el borde oriental del Batolito de Los Pedroches, con el borde E hundido; la Falla de Baños de La Encina, que hunde el labio oriental con más de 320 m de salto; la Falla de Guarromán que hunde su labio occidental, con unos 200 m de salto; y la Falla de Linares, que hunde el labio oriental, con un salto de unos 120 m (Azcárate *et al.*, 1977).

En el sector NO de la Hoja de Linares (Hoja 1:50.000 de Fuencaiente) se han descrito dos accidentes neotectónicos (Palero y Delgado-Quesada, 2008). Se trata de una falla normal de dirección NO-SE (en el piedemonte meridional de la Sierra de la Garganta) que hunde la raña casi 30 m hacia el N; y otra falla de dirección NNO-SSE en el valle del Río Pradillo, que hunde el bloque E y desnivela a la raña, desarrollando facetas triangulares y depósitos coluvionares muy groseros. En relación con esta falla aparece una manantial termal (32°C).

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Dentro de esta Hoja, los materiales más antiguos aflorantes son de edad Proterozoico Superior y pueden dividirse en dos conjuntos según su relación con el evento orogénico finiprecámbrico Cadomiano o Panafricano (Apalategui y Quesada, 1987). Por una parte, un conjunto sinorogénico, representado principalmente al NO de la Hoja, en el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico, por el Alcudiano inferior. Y por otra, en dos pequeños afloramientos en la esquina SO de la Hoja, pertenecientes al Dominio de Obejo-Valsequillo se encuentran representados, los materiales de la Serie Negra, de edad Rifeense-Vendiana (Ediacárico-Criogénico) según diversos autores (Quesada *et al.*, 1990; Vidal *et al.*, 1994 a; Martínez Poyatos, 1997; Valverde Vaquero *et al.*, enviado), que corresponden a sedimentos marinos depositados en una cuenca de escasa profundidad (Eguiluz, 1987), en un pequeño afloramiento del Grupo Malcocinado, dentro del DOV

En el intervalo Rifeense-Viseense tuvieron lugar los principales movimientos Cadomianos que produjeron la estructuración y el metamorfismo de la Serie Negra que aún puede reconocerse en

las áreas en las que la deformación y el metamorfismo variscos fueron de pequeña intensidad, como ocurre en el Anticlinal de Peraleda (Hoja vecina de Pozoblanco a escala 1:200.000). En esta área, la Serie Negra muestra una deformación polifásica y un metamorfismo de bajo grado.

Como consecuencia del evento orogénico Cadomense tuvo lugar el desarrollo de dos conjuntos sinorogénicos de edad Vendiense. El primero, únicamente representado en un pequeño afloramiento de la esquina SO de la Hoja, está formado por los materiales del Grupo Malcycinado, que constituyen un complejo vulcanosedimentario al que están asociados numerosos cuerpos plutónicos y que se sitúa en posición meridional, en la Zona de Ossa-Morena y en el borde sur de la Zona Centro-Ibérica (Dominio de Obejo-Valsequillo). La presencia de cantos de cuarcitas negras presumiblemente procedentes de la Serie Negra, en la base del Grupo Malcycinado indica que hubo un periodo erosivo anterior al depósito de esta última. El segundo de ellos, ampliamente representado al N de la Falla de Puente Génave-Castelo de Vide (Dominio de Complejo Esquisto-Grauváquico) en el Anticlinal de Alcudia y probablemente correlacionable con el anterior, es el Alcudiense Inferior, cuya base no aflora pero que probablemente es discordante o disconforme sobre la Serie Negra (Martínez Poyatos, 1997), de la que también contiene cantos.

El Grupo Malcycinado, presenta un magmatismo predominantemente andesítico de naturaleza calcoalcalina y de tendencia trondjemítica, que ha sido interpretado como un magmatismo orogénico ligado a un margen continental activo (Sánchez Carretero *et al.*, 1989, 1990, Pin *et al.*, 2002) y formado por fusión parcial de una corteza oceánica subducida (en una zona de subducción cadomense) que interacciona con la cuña de manto suprayacente (magmatismo adakítico) o de corteza inferior engrosada (Martínez Poyatos, 1997).

El Alcudiense inferior se interpreta en el área de la Hoja y hacia el O (Domo Extremeño), como un conjunto de turbiditas de abanicos submarinos, taludes y canales (Rodríguez Alonso, 1985; San José *et al.*, 1990; García Hidalgo, 1993; Valladares *et al.*, 2000; Pieren, 2000; Rodríguez Alonso *et al.*, 2004), y representaría para Quesada (1992) un flysch de carácter más distal pero que todavía conservaría evidencias de la actividad volcánica situada más al sur y que se depositaría en el surco externo del cinturón de deformación Cadomense. Este surco evoluciona ya que se han descrito, fuera de la Hoja, también depósitos de plataforma o en los que dominaron condiciones de aguas someras (Santamaría y Pardo Alonso, 1994; Medina *et al.*, 1998; Alonso Gavilán *et al.*, 2000).

Los últimos movimientos cadomenses afectaron también a los conjuntos sinorogénicos produciendo un débil plegamiento que no fue acompañado ni de esquistosidad ni de metamorfismo, pero que dio lugar a la discordancia que los separa de los materiales del Vendiense Superior-Cámbrico inferior en el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico y del Cámbrico Inferior más bajo en el Dominio de Obejo-Valsequillo de la Zona Centroibérica. Ribeiro (1974), atribuye estos pliegues a rejueglos verticales del zócalo rígido infrayacente. La trayectoria de estas estructuras se situaría según un rumbo NO-SE.

Durante el tránsito Proterozoico-Paleozoico comienza a producirse la diferenciación entre las Zonas Centro-Ibérica y de Ossa-Morena como consecuencia del inicio de un proceso de *rifting*. Tras un periodo de arrasamiento de los relieves generados durante el evento Cadomense, comienza un proceso distensivo que en el Dominio del Complejo Esquisto Grauváquico de la Zona Centro-Ibérica da lugar a surcos en los que se depositan los materiales del

Alcudiense Superior (Ediacárico a Cámbrico inferior) en facies de plataforma somera. Mientras tanto en el Dominio de Obejo Valsequillo se produce también la sedimentación de series silicicísticas de plataforma somera que comienzan por conglomerados y arcosas del Cámbrico inferior y continúan con una alternancia de niveles de metaareniscas y pizarras con laminaciones paralelas arenosas (Fm Azuaga) en un medio sedimentario de plataforma abierta dominada por tormentas y con una notable subsidencia (Borrero *et al.*, 1984) en el Cámbrico inferior-medio.

Durante el Cámbrico Superior tiene lugar un evento deformativo, de significación incierta, que originó fracturas y abombamientos de gran radio y que ocasionó la emersión de la Zona Centro-Ibérica (discordancia Toledánica).

A partir del Ordovícico Inferior se produce una nueva transgresión marina y se instala en toda la región una plataforma correspondiente a un margen pasivo en la que se deposita una cuña miogeoclinal con características tanto más distales cuanto más al sur.

En la mitad septentrional de la Hoja, en el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico, así como en la Unidad Paraautóctona del DOV y en el flanco septentrional del Anticlinorio de Olivenza-Monasterio (ZOM), la sedimentación de plataforma se prolongó de manera prácticamente ininterrumpida hasta el Devónico Superior, con una pequeña laguna en el Devónico Medio. En las Unidades Alóctonas del Dominio de Obejo-Valsequillo, en cambio, una etapa de plegamiento afectó al Devónico inferior, depositándose posteriormente discordantemente el Devónico superior.

Según Azor *et al.* (2004), el proceso de *rifting* iniciado en el Cámbrico progresaría durante el Ordovícico y el Silúrico, generando algo de corteza oceánica, actualmente preservada en la parte inferior de la Unidad Azuaga-Portalegre (Unidad Central), que constituye el límite entre las Zonas Ossa-Morena y Centroibérica (en la vecina Hoja de Pozoblanco).

El límite entre las Zonas ZCI y ZOM pasó en algún momento del Paleozoico superior (probablemente el Silúrico) de ser un margen pasivo a activo, con subducción de la corteza de la ZOM, en parte de carácter oceánico, bajo la de la ZCI.

Cuando la subducción dejó de progresar, la deformación fue transferida al bloque de techo (Unidades Alóctonas del Dominio de Obejo-Valsequillo), produciendo los pliegues tumbados vergentes al NE durante el Devónico Medio-Superior. Estas estructuras de vergencia NE son de sentido contrario al de la subducción, y por tanto, deben explicarse como conjugadas del cabalgamiento principal de la Zona Centro-Ibérica sobre la Zona de Ossa-Morena. La intensa deformación que produjo estos pliegues tumbados apenas tuvo repercusión en la Unidad Paraautóctona, en el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico y en el flanco N del Anticlinorio Olivenza-Monasterio, donde sólo se reconocen lagunas estratigráficas en el Devónico Medio y en el Carbonífero Inferior, sin embargo, generaría una zona elevada y sujeta a erosión que desmontaría la pila de pliegues tumbados y originaría la discordancia angular entre las rocas sedimentarias del Carbonífero Inferior y su substrato en las Unidades Alóctonas.

El importante engrosamiento cortical producido por la subducción y los pliegues tumbados, daría lugar a una inestabilidad gravitatoria y a un colapso extensional que se resolvería mediante una situación extensional o transtensiva sinistra localizada en la parte trasera de la zona engrosada produciendo una importante sedimentación y magmatismo.

En relación con este colapso extensional se produjo una subsidencia en el bloque de techo que dio lugar a la cuenca marina Carbonífera del Guadiato-Pedroches (Martínez Poyatos, 1997). Durante el Tournaisiense Superior-Viseense toda la cuenca es subsidente, pero a partir del Viseense Superior y mientras la zona de Los Pedroches sigue subsidiendo, en la parte SO (Guadiato) se produce un cabalgamiento que ocasiona el depósito de facies parálicas y posteriormente límnicas en el bloque de techo (cuenca *piggy-back*).

Durante el Carbonífero medio-superior (Namuriense inferior alto) continuó la compresión en un contexto colisional más amplio, ya que también se estaría produciendo colisión continental en el límite meridional de la ZOM, en su contacto con la ZSP. Esto daría lugar a un acortamiento general de dirección NE-SO, con pliegues verticales de la fase principal en las zonas no afectadas por los pliegues tumbados (Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico y Unidad Paraautóctona del Dominio de Obejo-Valsequillo de la Zona Centroibérica) y de la fase de crenulación en las afectadas por éstos (Unidades Alóctonas del Dominio de Obejo Valsequillo), afectando ya a los sedimentos Culm del Carbonífero.

Entre el Serpukhoviense superior y el Bashkiriense inferior se produce en el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico, la intrusión del Plutón de Santa Elena.

Posteriormente a la primera etapa de plegamiento varisca, así como al emplazamiento del Plutón de Santa Elena (pero probablemente relacionada con el mismo) y a la aureola de metamorfismo de contacto a él asociada, durante el Namuriense superior, se desarrolla una zona de cizalla dúctil – frágil, de carácter extensional denominada Zona de Cizalla de Puente de Génave-Castelo de Vide (Martín Parra, 2003; Martín Parra *et al.*, 2004, 2006). Esta zona de cizalla está afectada por pliegues de gran longitud de onda de plano axial subvertical y con una orientación subparalela a los pliegues de primera fase. Estos pliegues hacia el O (fuera de esta Hoja) son asimétricos y con vergencia hacia el S.

Durante el Carbonífero superior (Moscoviense/Westfaliense superior), intruye la Unidad Granodiorítica de Batolito de Los Pedroches, cuyas dataciones más recientes estiman una edad de 307.7 ± 0.4 a 307.8 ± 1.2 Ma (Carracedo *et al.*, 2009). Esta unidad plutónica intruye en relación con una zona de cizalla de desgarre transtensiva dextra, tardivarísca que la afecta en su borde N (Zona de Cizalla de Conquista, de Carracedo *et al.*, 1994).

Inmediatamente después del emplazamiento de la Unidad Granodiorítica, y en relación con esta zona de cizalla, se produce la intrusión de diques de composición intermedia de dirección NNE-SSO a NNO-SSE, que dibujan sigmoides coherentes con la evolución de las fracturas tensionales en esta zona de cizalla.

Posteriormente a la intrusión de este conjunto de diques de composición intermedia, intruye la Unidad Granítica de Los Pedroches, datada en sus términos más modernos (plutón de Mogabar) en 304 ± 2 Ma (Carracedo *et al.*, 2008). Posteriormente a alguna de sus unidades de intrusión (Plutón de Virgen de la Cabeza) y coetáneamente con otras (Plutón de Mogabar) se produce la intrusión de un sistema de diques de pórfidos graníticos, constituido por dos haces principales de diques de más de 120 km de longitud y 10 km de anchura, de dirección NO-SE, que cortan al sistema de diques anterior.

Durante el Estefaniense, en el extremo N y NO de la Hoja 1:200.000 de Linares se produce el depósito de materiales de carácter continental posteriores a la Orogenia Varisca (Conglomerados de Mina Riquilla y Cuenca de Puertollano).

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

En el borde sur de la Meseta, se originaría, en un contexto de cuenca expansiva, un gran surco limitado al Norte por la Meseta y al oeste por los relieves paleozoicos de la zona de Ossa Morena y Centro Ibérica. Esta cuenca, alargada, cuya pendiente principal sería hacia el Este, estaría alimentada por abanicos aluviales de procedencia general del oeste.

Por una parte, en el sector oeste (Zona de Montoro) se depositarían materiales groseros (conglomerados y areniscas), durante gran parte del Triásico, que constituyen facies proximales de un abanico aluvial, sobre las que hacia el este y sur respectivamente se instalarían facies de llanura arenosa, constituyendo el dominio de sedimentación continental.

El relleno de las paleocubetas daría lugar a una mayor uniformidad de la cuenca de sedimentación, y una disminución de los aportes terrígenos. La transgresión durante el Triásico medio por la que se instalaría un mar epicontinental en zonas próximas (F. Muschelkalk), no llegaría a afectar la zona que nos ocupa, aunque si puede observarse en el sector de Santisteban del Puerto, el equivalente lateral del mismo representado por niveles edafizados y depósitos de una llanura lutítica evaporítica. La posterior renovación de los aportes detriticos están representados por facies de estuario en la parte basal de la F. Keuper pasando progresivamente hacia el techo a una sedimentación lutítico evaporítica, de características epicontinentales.

Las variaciones de tipo eustático originadas durante el Triásico quedaron registradas en los sedimentos, pudiendo diferenciarse cuatro secuencias deposicionales (según Fernández *et al.*, 1994). Las dos primeras (hasta el Ladiñiense terminal) estarían representadas por depósitos continentales en F. Buntsandstein. La tercera, desde el Ladiñiense terminal y parte del Carniense tendría lugar en una costa evaporítica conectada hacia tierra (zona oeste) con amplias llanuras de inundación. La cuarta incluiría los materiales de la F. Keuper del Carniense y Noriense y el conjunto dolomítico equivalente a la Fm Imón.

En estos momentos es previsible que los relieves constituidos durante la fracturación tardivarísca deberían estar prácticamente peneplanizados, lo que permitiría la expansión de un mar epicontinental que cubriría progresivamente el sector sureste de la Hoja de Linares, quedando el resto de la superficie emergida. Se iniciaría el ciclo Jurásico con una transgresión por la que se instalaría una plataforma carbonatada en la que se sedimentaría una serie calco-dolomítica en aguas salobres y escasamente aireadas.

No quedan registrados en la zona de estudio depósitos jurásicos posteriores al Lías, ni los representativos del Cretácico, ya que los materiales que Azcarate y Espejo (1977) adjudican al Aptiense-Albiense en la zona de Guadalupe (Hoja de Úbeda), han sido datados con posterioridad como Tortonienses (ver capítulo de estratigrafía).

Durante esta larga etapa que se extiende hasta el Mioceno superior la región permanecería emergida no quedando registro estratigráfico en la zona estudiada.

Los materiales que constituyen la “Cobertera Tabular” que son los pertenecientes al Trías y Jurásico inferior, actuarían solidariamente con los pertenecientes al zócalo paleozoico, frente a la actividad

tectónica de la fase alpina, quedando en posición subhorizontal y no afectados por pliegues, mientras que los situados más al este y sur (zona Prebética) estarían afectados por intensos plegamientos (Orógeno Bético).

A partir del Cretácico terminal o inicio del Paleógeno (Vera, 1988), el margen sudibérico pasó a ser un margen convergente al iniciarse la subducción de los fondos oceánicos hacia el Sur, bajo el bloque de Alborán. A partir de entonces se inicia un proceso progresivo de deformación que culmina en el Mioceno, cuando se inicia la colisión continental, acaecida al final del Burdigaliense inferior (Hermes, 1985; González Donoso, 1988). Durante el Burdigaliense el Subbético se deforma considerablemente (sufre un gran desplazamiento hacia el Oeste, superponiéndose en parte al Prebético y experimenta un giro horario de 30°, según Osete *et al.* (1988, 1989), dando lugar al emplazamiento de grandes masas olistostómicas, particularmente en los sectores más occidentales. Al Norte de los relieves frontales se individualiza, un dominio paleogeográfico denominado "Estrecho Nor-Bético" (Colom, 1952; Calvo *et al.*, 1978), precursor de la cuenca del Guadalquivir, y que constituye una zona de conexión entre el Océano Atlántico y el Mediterráneo. El margen meridional de este estrecho continuó siendo muy activo, de modo que el aporte de olistostromas se prolonga hasta el Tortoniano.

Como cuenca de antepaís, la Cuenca del Guadalquivir presenta un marcado carácter asimétrico, con un margen pasivo septentrional asentado sobre el zócalo varisco y limitado por una flexura. La superficie del basamento se sumerge paulatinamente hacia el sur, de manera que la parte más profunda se encuentra en la zona más próxima al borde bético, que constituye el margen meridional activo, caracterizado por una tectónica de cabalgamientos vergentes hacia la cuenca.

Los materiales depositados en este estrecho durante el Mioceno inferior y medio son las "albarizas" o "moronitas" (margas blancas silíceas). Durante el Serravallense medio y superior se registra una importante regresión marina, y hacia el final del Tortoniano se produce el cabalgamiento y emersión del Prebético en la zona de Cazorla, cerrando el Estrecho Nor-Bético, cuyo sector occidental (todavía con sedimentación marina) queda reducido a la Cuenca del Guadalquivir. En el Tortoniano y Messiniense se producen diversas oscilaciones del nivel del mar, y durante el Plioceno y Cuaternario el mar ha ido retirándose de la cuenca hasta su posición actual debido a la elevación generalizada de la Cordillera, instalándose un sistema fluvial.

En el modelo de relleno de la cuenca hay dos líneas diferentes de investigación:

Por un lado, Riaza y Martínez del Olmo (1996) diferencian al menos siete secuencias estratigráficas basadas, fundamentalmente, con interpretaciones de la información del subsuelo. Estas secuencias son producto de la modificación y redefinición de los grupos definidos con anterioridad (Megias *et al.* 1980; Martínez del Olmo, *et al.*, 1984; Suárez Alba *et al.*, 1989) para la zona occidental de la cuenca del Guadalquivir y Golfo de Cádiz.

- Las tres primeras secuencias (que denominan Grupo Atlántida) las consideran pre-olistostómicas y corresponden al período Langhiense-Tortoniano inferior.
- La Secuencia Bética o Secuencia Sin-olistostómica corresponde al Tortoniano superior-Messiniense inferior y su borde meridional se encuentra parcialmente destruido por el olistostroma, que consideran emplazado en este área durante el Tortoniano superior por colapso gravitacional del margen sur.

- La Secuencia Andalucía, de edad Messiniense, solapa la masa olistostómica y se adapta a la morfología de la unidad anterior. Las calcarenitas de Carmona corresponderían a la parte superior de la secuencia.
- Por encima, dos unidades constituyen los sedimentos post-fase erosiva, que abarcan desde el Messiniense terminal hasta el Cuaternario.

El modelo descrito por estos autores se basa en el relleno de la cuenca a partir del material suministrado por dos márgenes de características diferentes: el borde septentrional, pasivo, área fuente de detríticos siliciclásticos, formado por una flexura del borde del Macizo Hespérico peninsular (constituido por rocas paleozoicas) y el meridional, constituido por el frente activo de las Cordilleras Béticas, que proporciona abundantes detríticos carbonatados y material fino además de olistostromas. Desde ambos márgenes programan los diferentes sistemas deposicionales que van llenando la cuenca, a los cuales se une un sistema deposicional axial formado por un sistema turbidítico progradante hacia el Oeste. Al menos este es el esquema básico de la Secuencia Bética, que corresponde a la mayor parte del volumen de la cuenca.

Un segundo modelo del relleno de la Cuenca del Guadalquivir lo proporciona Sierro *et al.* (1996), que presentan una reconstrucción del relleno de la cuenca en función de la posición y morfología de diversas discontinuidades detectadas en el registro paleontológico de asociaciones de organismos planctónicos. Estas discontinuidades pueden considerarse isocronas y registran eventos de carácter oceanográfico, pero no registran eventos tectónicos ni otros fenómenos de carácter local. Mediante estas isócronas se definen clinoformas que programan al Oeste, aunque algunas programan al Norte o al Sur. La diferencia con el modelo anterior es patente, aquí se trata de un sistema plataforma-talud que recibe aportes del Este y programada al OSO, de manera que la mayor parte del relleno es longitudinal a la cuenca, mientras el otro modelo considera más importantes los aportes laterales. Este modelo responde al hecho de que, si bien durante la mayor parte del Mioceno el depocentro de la cuenca (Estrecho Nor-Bético) ha emigrado hacia el Norte debido al desplazamiento del frente subbético, en el Tortoniano inferior este esquema paleogeográfico cambió radicalmente. Se cerró el Estrecho Nor-Bético, deformándose y levantándose la parte central y oriental del mismo, lo cual produjo erosión de la cubierta sedimentaria en esa región. Esta zona elevada (Sierra de Cazorla, donde el Prebético se eleva a cotas de 2000 m) se constituye a partir de entonces en el área fuente principal de la recién formada Cuenca del Guadalquivir, y sus aportes constituirán una gran parte de los sedimentos de la cuenca (no hay que olvidar que la mayor parte del relleno se produce a partir de la época del cierre del Estrecho Nor-Bético).

Se definen, de este modo, 5 secuencias de depósito de Este a Oeste con dispositivo en solapamiento retráctivo (*offlap*), cuyos límites son prácticamente coincidentes con los establecidos en el otro modelo.

- Secuencia A (Tortoniano inferior-medio). Solo aflora en la parte más oriental de la cuenca (entre Bailén e Iznatoraf).
- Secuencia B (Tortoniano medio-superior). Aflora en casi toda la cuenca. Entre la secuencia anterior y esta se produjo el cierre del Estrecho Nor-Bético y se individualizó la cuenca del Guadalquivir. En la parte oriental (Sabiote) descansa mediante un tramo turbidítico sobre las margas de la unidad anterior, mientras que en el resto de la cuenca afloran unas calcarenitas que reposan directamente sobre los materiales pre-neógenos del margen septentrional.

- Secuencia C (Tortoniense terminal-Messiniense inferior). Aflora en el borde septentrional y en el eje de la cuenca. El cortejo de nivel bajo (LST) está constituido por la unidad arenosa de Porcuna, y corresponde a la turbidita de Porcuna-Bujalance, el segundo de los 6 aparatos turbidíticos detectados por los autores del modelo anterior en el eje de la cuenca mediante sísmica. (Riaza y Martínez del Olmo, 1996) denominan al conjunto de aparatos turbidíticos "Areniscas del Guadalquivir" y los engloban en la Secuencia Bética.
- Secuencia D (Messiniense superior-Plioceno inferior). El resto de aparatos turbidíticos (del 4 al 6) axiales de la cuenca, desde Carmona hasta el Golfo de Cádiz, pertenecen a esta unidad, así como la parte más moderna de las Arcillas de Gibraleón (Civis et al., 1987) y las Arenas de Huelva.
- Secuencias E (Plioceno inferior). Sólo afloran en la parte occidental y corresponden a las Arenas de Bonares (Mayoral y Pendón, 1986-87). Es la última secuencia marina, y presenta una ruptura basal que los autores relacionan con un descenso del nivel del mar que origina erosión en la parte oriental de la cuenca.

La regresión marina pliocena provocó un cambio generalizado en la distribución de medio y ambientes naturales y la instalación de una red fluvial jerarquizada, que ya, sin interrupción, se mantuvo hasta la actualidad.

Los primeros indicadores de este momento se encuentran en ambas vertientes montañosas del valle del Guadalquivir, en forma de abanicos de piedemonte con morfología de glacis, siendo su expresión morfológica en el paisaje muy clara y distinguiéndose tres grandes fases deposicionales:

- 1^a Fase: representada por abanicos de fuerte pendiente deposicional y depósitos de tipo "*debris-flow*"
- 2^a Fase: de abanicos con pendientes deposicionales normales, con depósito tipo "*debris-flow*" en la base, que pasan a "*sheets-flood*", y fluviales, a techo.
- 3^a Fase o final: donde se encaja el canal alimentador, dando lugar a abanicos con suaves pendientes deposicionales.

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

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

7. BIBLIOGRAFÍA

- ÁBALOS, B. (1990): *Cinemática y mecanismos de la deformación en régimen de transpresión. Evolución estructural y metamórfica de la zona de cizalla dúctil de Badajoz-Córdoba*. Tesis Doct., Univ. País Vasco: 430 pp.
- ÁBALOS, B. y EGUILUZ, L. (1990). Aplicación del estudio petroestructural del cuarzo al establecimiento de las relaciones esfuerzo-deformación en tectonitas y sus implicaciones en la dinámica de las zonas de cizalla. Ejemplo del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico, SW España). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 181-197.
- AGENCIA DEL MEDIO AMBIENTE-JUNTA DE ANDALUCÍA (1984). Catálogo de Suelos de Andalucía. Serie: Monografías del Medio Ambiente. Junta de Andalucía, 3, 239 págs.
- AGUILAR TOMÁS, M.J.; BABIANO, F.; COULLAUT, J.L.; VILLOTA, J.; GARCÍA SANSEGUNDO, J.; LORENZO, S.; MARTÍNEZ RIUS, A. y VERGÉS, J. (1987). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª serie, Hoja 808/16-32 (Almadén)*. IGME. Madrid.
- AGUIRRE, E.; LHÉNAFF, R. y ZAZO, C. (1973). Nuevos fósiles de elefantes en Andalucía. *Est. Geológicos*, 29, 295-306.
- ALÍA, M.; CAPOTE, R. y HERNÁNDEZ ENRILE, J. L. (1971). Rasgos geológicos y tectónicos de la Sierra Morena Oriental y sus estribaciones meridionales en la transversal de Moral de Calatrava (Ciudad Real) a Villanueva del Arzobispo (Jaén). *I. Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica; I*: 3-30.
- ALLER, J.; BASTIDA, F.; ORTEGA, E. y PÉREZ ESTAÚN, A. (1986). Aportación al conocimiento estructural del Sinclinal de Almadén. *Bol. Geol. Miner. España*. 97: 608-621.
- ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, J.; FELGUEROZO, C. y QUINTERO, I. (1962). Estudio geológico de la región de Almadén. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 73: 195-327
- ALONSO GAVILÁN, G.; SEQUEIRA, A.J.D.; RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. y MEDINA, J. (2000). Sedimentación en plataforma somera durante el Neoproterozoico. Formación Boque-Serpins (Grupo de las Beiras), en Trevim (Serra de Lousã, Portugal Central). *Geogaceta*, 29: 11-14.
- ÁLVAREZ NAVA, 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-cámbricos en la mitad suroriental de la zona centro-ibérica. *II Congreso Español de Geología. Granada. Comunicaciones*, vol. 1, pp. 19-22.
- AMOR, J. M. y ORTEGA, E. (1987). *Mapa geológico de España, escala 1:50.000, Memoria de la Hoja nº 809 (Tirteafuera)*. I.G.M.E.
- ANCOCHEA, E. (1982). *Evolución espacial y temporal del vulcanismo reciente de España Central*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 440 pp.
- ANCOCHEA, E. (1983). Enclaves ultramáficos de la Región Volcánica Central Española. *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 1: 337-339.
- ANCOCHEA, E. (1984). Magmas primarios y diferenciados de la región volcánica central española. *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 2: 115-133.
- ANCOCHEA, E. (1999). El campo volcánico de Calatrava. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 1999. (7.3): 237-243.
- ANCOCHEA, E. (2004). La región volcánica del Campo de Calatrava. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 676-677.
- ANCOCHEA, E. y BRÄNDLE (1981). Basaltic rocks from Campos de Calatrava (Central Spain). IUGS. *Sub. Syst. Ign. Rocks. Circular 34, Contrib. n° 92*.
- ANCOCHEA, E. y BRÄNDLE, J. L. (1982). Alineaciones de volcanes en la Región Volcánica Central Española. *Rev. Geofís.*, 38: 133-138.
- ANCOCHEA, E. y DEL MORO, A. (1981). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Ratios of basaltic Rocks from Campo de Calatrava (Central Spain). *Estudios Geol.*, 37: 27-33.
- ANCOCHEA, E.; GIULIANI, A. y VILLA, I. (1979). Edades radiométricas K/Ar del vulcanismo de la Región Central Española. *Estudios Geol.*, 35: 131-135.
- ANCOCHEA, E., e IBARROLA, E. (1982). Caracterización geoquímica del vulcanismo de la Región Central Española. *Bol. R. Soc. Hist. Nat., Sección Geología*, 80 (1-4): 57-88.
- APALATEGUI, O.; BORRERO, J. D.; CARRACEDO, M.; PÉREZ DE LA BLANCA, J. C.; ROLDÁN, F.; SOUBRIER, J.; GARROTE, A. E HIGUERAS, P. (1985 a). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 902 (Adamuz) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2ª serie)*. IGME, Madrid.
- APALATEGUI, O.; BORRERO, J. D.; DELGADO QUESADA, M.; ROLDÁN, F. y SÁNCHEZ CARRETERO, P. (1985 b). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 901 (Villaviciosa de Córdoba) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2ª serie)*. IGME, Madrid.
- APALATEGUI, O.; GARROTE, A.; ROLDÁN, F. J. y SÁNCHEZ CARRETERO, R. (1985 d). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 879 (Peñarroya-Pueblonuevo) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2ª serie)*. IGME, Madrid.
- APALATEGUI, O.; PÉREZ LORENTE, F.; ROLDÁN, F. E. HIGUERAS, P. (1985 e). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 880 (Espiel) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2ª serie)*. IGME, Madrid.
- APALATEGUI, O. y QUESADA, C. (1987). Transversal geológica Zona de Ossa-Morena. *Reunión del G.O.M. Aracena. Guía de la excursión*. 90 pp.
- APARICIO, A.; GARCÍA, R. y BRELL, J. M. (1997). El metamorfismo de bajo y muy bajo grado de los materiales carboníferos del área hercínica de Sierra Morena. *Bol. Geol. Min.*, 108(2): 171-184.
- ARANGUREN, A.; LARREA, F. J.; CARRACEDO, M.; CUEVAS, J. y TUBIA, J. M. (1997). The Los Pedroches batholith (Southern Spain): poliphase interplay between shear zones in transtension and setting of granites. In: Bouchez, J.L. et al. (eds.). *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluwer Academic Publishers: 215-229.
- ARBÉY, F. y TAMAIN, G. (1971). Existence d'une glaciation siluro-ordovicienne en Sierra Morena (Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, T. 272: 1721-1723.

- 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, n° 1, pp. 29-37.
- ARENAS, R.; FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GIL IBARGUCHI, J. I.; GONZALEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L. M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; ORTEGA, E.; PABLO MACIÁ, J. G. DE; PEINADO, M. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1988). Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia Tras-os-Montes. *2º Congr. Geol. Esp., Simposios*: 75-84
- ARMENDÁRIZ DUFUR, M. (2004). ESTUDIO PETROLÓGICO Y GEOQUÍMICO DEL PLUTÓN DE LOS Escoriales: comparación con otros granitos del Batolito de Los Pedroches. Trabajo de investigación para la obtención del Diploma de Estudios Avanzados. Univ. Complutense, Madrid: 64 pp.
- ARMENDÁRIZ, M.; LÓPEZ GUIJARRO, R.; QUESADA, C.; PIN, C.H. y BELLIDO, F. (2008). Genesis and evolution of a syn-orogenic basin in transpression: Insights from petrography, geochemistry and Sm-Nd systematics in the Variscan Pedroches basin (Mississippian, SW Iberia). *Tectonophysics*, 461: 395-413.
- ARMEÑOT DE PEDRO, J.; PÉREZ DOMÍNGUEZ, H.; RAMÍREZ COPEIRO DEL VILLAR, J. y CASTELLÓ MONTORI, R. (1973). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 903 (Montoro) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2ª serie)*. IGME, Madrid
- ARTHAUD, F. y MATTE PH. (1975). Les décrochements Tardi-Hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*; 25: 139-171.
- AZCÁRATE, J. E. y ESPEJO, J. A. (1977). *Hoja y Memoria nº 906 (Úbeda) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA)*. IGME.
- AZCÁRATE, J. E.; ESNOLA, J.M. y MALDONADO, M. (1977). *Hoja y Memoria nº 905 (Linares) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA)*. IGME.
- AZOR, A. (1994). *Evolución tectonometamórfica del límite entre las zonas Centroibérica y de Ossa-Morena (Cordillera Varisca, SO de España)*. Tesis Doctoral Univ. Granada: 295pp
- AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; HACAR RODRÍGUEZ, M.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y PÉREZ ESTAÚN, A. (1992a). Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del Ollo de Sapo. En: J.C. Gutierrez-Marco, J. Saavedra e I. Rábano (Eds.). *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Univ. Extremadura: 469-484.
- AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y SIMANCAS, F. (1992b). Structure and kinematics of the Hercynian deformations along the northern edge of the Badajoz-Cordoba Shear Zone (Hornachos area, SW Spain). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315 (II): 979-985.
- AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ POYATOS, D. y SIMANCAS, J. F. (1994a). Regional significance of kilometric-scale NE-vergent recumbent folds associated with E- to SE-directed shear on the southern border of the Central Iberian Zone (Hornachos-Oliva region, Variscan belt, Iberian Peninsula). *Geol. Rundschau*, 83: 377-387.
- AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y SIMANCAS, J. F. (1994b). Tectonic evolution of the boundary between the Central Iberian and Ossa-Morena zones (Variscan belt, southwest Spain). *Tectonics*, 13: 45-61.
- AZOR, A.; EXPÓSITO, I.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; SIMANCAS, F. y MARTÍNEZ POYATOS, D. (2004). Propuesta de un modelo evolutivo para la Zona de Ossa-Morena. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 188-189.
- BABÍN, C. y GUTIÉRREZ-MARCO, J. C. (1991). Middle Ordovician bivalves from Spain and their phyletic and palaeogeographic significance. *Palaeontology*; 34: 109-147.
- BABÍN, C. y GUTIÉRREZ-MARCO, J. C. (1992). Intérêt paléobiogeographique de la présence du genre *Trocholites* (Cephalopoda, Nautiloidea) dans le Dobrotivá (Llandeilo) inférieur d'Espagne. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 1992, 519-541.
- BAENA, R. (1993). *Evolución cuaternaria (3 Ma) de la Depresión del Medio-Bajo Guadalquivir y sus márgenes*. Tesis Doctoral. Facultad de Geografía e Historia de Sevilla. 589 pp.
- BAENA, R. y DÍAZ DEL OLMO, F. (1995). Confluencia Genil-Guadalquivir (Córdoba): Cuaternario fluvial y localizaciones del Paleolítico. *Geogaceta*, 18: 97-100.
- BAILEY, K.; GARSON, M.; KEARNS, S. y VELASCO, A. P. (2005). Carbonate volcanism in Calatrava, central Spain: A report on the initial findings: *Mineralogical Magazine*, 69: 907-915.
- BEA, F. (2004). La naturaleza del magmatismo de la Zona Centroibérica: consideraciones generales y ensayo de correlación. In: J.A. VERA, Ed., *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid: 128-133.
- BELLON, H.; BLACHERE, H.; CROUSILLES, M.; DELOCHE, Ch.; DIXAUT, Ch.; HERTRICH, B.; PROST-DAME, V.; ROSSI, Ph.; SIMON, D. y TAMAIN, G. (1979). Radiochronologie, évolution tectonomagmatique et implications métallogéniques dans le Cadomo-variscides du Sud-Est Hespérique. *Bull. Soc. Géol. France*, 21: 113-120.
- BLADIER, V. y LAURENT, P. (1974). Étude d'un décrochement profond syn-métamorphique. Le couloir blastomylonitique de Badajoz-Cordoue. *2ème Reun. Ann. Sci. Terre, Nancy*: p. 52.
- BLATRIX, P. y BURG, J. P. (1981). 40Ar/39Ar dates from Sierra Morena (southern Spain): Variscan metamorphism and Cadomian Orogeny. *N. Jb. Miner. Mh.*: 470-478.
- 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.
- BONADONNA, F. P. y VILLA, J. M. (1984). Estudio geocronológico del vulcanismo de Las Higueruelas. *Actas Castilla-La Mancha: espacio y Sociedad*; 3: 249-253.
- BONJOUR, J. J.; PEUCAT, J. J.; CHAUVEL, J. J.: PARIS, F. y CORNICHET, J. (1988). U-Pb Zircon dating of the early Paleozoic (Arenigian) transgression in Western Brittany (France): A new constraint for the lower Paleozoic time-scale. *Chem. Geol. (Isot. Geosc. Sect.)*; 72: 329-336.
- BORDES, F. y VIGUIER, C. (1969). Présence de galets taillés de type ancien dans la région de Carmona (province de Córdoba). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 289, D, 146-147.
- BORRERO, J.; CONTRERAS, F.; DELGADO-QUESADA, M.; HIGUERAS, P. y ROLDÁN, F.J. (1984). Exploración geológico-minera entre los ríos Sotillo

- y Onza (Badajoz-Sevilla). *Informe inédito, Centro Doc. Inst. Geol. Min. España*, nº 10.960.
- BOUYX, E. (1964). Extensión de los terrenos anteordovícicos del Sur de Ciudad Real (España Meridional). *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*; 76: 249-254.
- BOUYX, E. (1970). Contribution a l'étude des formations Ante-Ordoviennes de la Meseta Méridionale (Ciudad Real et Badajoz) *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 73: 1-263
- BRASIER, M. D. y COWIE, J. W. (1989). Other areas: North-west Canada; California, Nevada and Mexico; Morocco, Spain and France. En: *The Precambrian-Cambrian Boundary* (Cowie, J.W. & Brasier, M.D. eds.) Oxford Univ. Press, Monographs on Geol. And Geophysics, 12: 105-114
- BURG, J. P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, Ph. y RIBEIRO, A. (1981). Variscan intracontinental deformation: The Coimbra – Córdoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78: 161-177
- BUTENWEG, P. (1968). Geologische Untersuchungen im Ostteil der Sierra Morena nordöstlich von La Carolina (Provinz Jaén, Spanien). *Münsters. Forsch. Geol. Paläont.*, 6: 1-125
- CABANAS, R. (1957). Las terrazas cuaternarias del Guadalquivir y sus afluentes en la provincia de Jaén . *Rev.R. Acad. Cienc. Ex., Fis., y Nat. De Madrid*, 51, 2-3, 147 pp.
- CANALS, A. y CARDELLACH, E. (1997). Ore lead and sulphur isotope pattern from the low-temperature veins of the Catalonian Coastal Ranges (NE Spain). *Meralium Deposita*, 32(3): 243-249.
- CAPOTE, R. y HERNÁNDEZ ENRILE, J. L. (1969). Estudio geológico de la región de Santa Cruz de Mudela – Despeñaperros. *Informe J.E.N.*, inédito.
- CARANDELL, J. (1925). Las terrazas cuaternarias del valle del Guadalquivir. *Ibérica*, 24 (604), 328-331.
- CARBONELL, A. (1926). Nuevos antecedentes acerca de la prolongación oriental de la cuenca de Bélmez. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 41: 279-309.
- CARBONELL, A. (1930). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 1^a Serie. Hoja núm. 943 (Posadas). IGME, Madrid.
- CARRACEDO, M. (1991). *Contribución al estudio del Batolito de Los Pedroches (Córdoba)*. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco: 443pp
- CARRACEDO, M.; EGUILUZ, L.; GIL IBARGUCHI, J.I. y TIJERO, F. (1990). Cartografía, petrología y geoquímica del plutón del Cerro Mogábar, batolito de Los Pedroches (Córdoba, España). *Cuad. Lab Xeol Laxe*, 15:105-118
- CARRACEDO, M.; GIL IBARGUCHI, J.I.; PAQUETTE, J. L. y GARCÍA DE MADINABEITIA, S. (2008). Geocronología U-Pb del plutón del Cerro Mogábar (Batalito de Los Pedroches, Córdoba, España). *Geo-Temas*, 10: 253-256.
- 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 batalito de Los Pedroches (Macizo Ibérico, España): los diques como indicadores de ambientes paleotectónicos y paleoesfuerzos. *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, 22: 229-246.
- 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 batalito de Los Pedroches. En: *XVI Reunión de Xeoloxía e Minería do Noroeste Peninsular*. Laxe: 51-54
- 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.
- CARRACEDO, M.; PAQUETTE, J. L.; GARCÍA DE MADINABEITIA, S. y GIL IBARGUCHI, J.I. (2007). Geocronología del plutón granodiorítico de Los Pedroches (SO del Macizo Ibérico). En: *XV Semana-VI Congresso Ibérico de Geoquímica, Actas do Congresso*, 528-531.
- CARRAL, M P; MARTÍN-SERRANO, A.; SANTISTEBAN, J. I.; GUERRA, A. y JIMÉNEZ BALLESTA, R. (1998). Los factores determinantes en la secuencia edáfica de la evolución morfodinámica del tramo medio del Guadalquivir (Jaén). *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (1-2), 111-126.
- CARRÉ, D.; HENRY, J.L.; POUPON, G. y TAMAIN, G. (1970). Les quartzites Botella et leur faune trilobitique. Le problème de la limite Llandeilien-Caradocien en Sierra Morena. *Bull. Soc. Geol. France (7^a)*; 12: 774-785.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950). Noticia sobre uma carta geologica do Buçaco, de Nery Delgado. *Publ. Esp. Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 1-27.
- CARVALHOSA, A. (1965). Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 2: 1-30.
- CASTELLÓ, R. y ORVIZ, F. (1976). *Memoria explicativa de la Hoja nº 884 (La Carolina) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2^a Serie (MAGNA)*, ITGE: 45pp.
- CEBRIÁ, J. M. (1992). *Geoquímica de las rocas basálticas y leucítitas de la región volcánica de Campo de Calatrava, España*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 315 pp.
- CEBRIÁ J.M. y LÓPEZ RUIZ (1995). Alkali basalts and leucitites in a extensional intraconti nental plate setting: the late Cenozoic Calatrava Volcanic Province (central Spain). *Lithos*; 35: 27-46.
- CEBRIÁ J.M. y LÓPEZ RUIZ (1996). A refined method for trace element modelling of nonmodal batch parcial meeting processes; the Cenozoic continental volcanism of Calatrava, Central Spain. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60: 1355-1366.
- CHACÓN, N. J. (1979). Metamorfismo dinámico en la banda Badajoz-Córdoba; los gneises miloníticos de Higuera de Llerena (provincia de Badajoz). *Bol. Geol. Minero*, 84: 700-712.
- CHACÓN, N. J.; FERNÁNDEZ CARRASCO, J.; MITROFANOV, F. y TIMOFIEV, B. V. (1984). Primeras dataciones microfitopaleontológicas en el sector de Valverde de Burguillos-Jerez de los Caballeros (Anticlinorio de Olivenza-Monesterio). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 211-220.
- CHAMÓN, C.; HERNÁNDEZ ENRILE, J. L.; DEL OLMO, P.; y PARDO TIRAPU, G. (1970). Estudio geológico de la región de El Viso del Marqués-Moral de Calatrava (Ciudad Real). *Informe J.E.N.*, inédito.

- CHARPENTIER, J. L. (1976). *Géologie et Metallogénie de la Sierra Carolina (Jaén, Espagne)*. Thèse 3^e cycle. Centre d'Orsay. Univ. Paris Sud: 156pp
- CHARPENTIER, J. L.; LETHIERS, F. y TAMAIN, G. (1977). Les "Schistes Aquisgrana" à Ostracodes du Dévonien supérieur – terminal en Sierra Morena orientale (Espagne). *Ann. Soc. Geol. Nord.*, T. XCVI-XCVII
- CHAUVEL, J.; DROT, J.; PILLET, J. y TAMAIN, G. (1969). Precisions sur l'Ordovicien moyen et supérieur de la "Serie-type" du Centenillo (Sierra Morena Orientale, Espagne). *Bull. Soc. Geol. France* (7^a), 11, 613-626.
- CHAUVEL, C. y MELÉNDEZ, B. (1986). Note complémentaire sur les Echinodermes ordoviciens de Sierra Morena. *Estudios Geológicos*, 42, 451-459.
- CLEMENTE, L.; MENANTEAU, L. y FIGUEROA, E. (1977). Intento de cronología del segundo nivel de terraza del Guadalquivir en los alrededores de Sevilla, en relación con los restos fósiles de Elephas hallados en su borde. *Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario*, 6, 49-55.
- CLEMENTE, L.; LÓPEZ-REGUERO, C. y PASCUAL, J. (1984). Edafogénesis como metodología en el estudio del Cuaternario. En *IV Reunión del Grupo de Trabajo del Cuaternario*. Bañolas, 51-70.
- COLOM, G. (1952). Aquitanian-Burdigalian diatom deposits of the North Betic Strait, Spain. *Jour. Paleont.*, 26: 867-885.
- CONDIE, K. C. (2005). High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos*, 79, 491-504.
- CORTÁZAR, D. (1880). Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad Real. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 8, 289-330.
- CÓZAR, P. y RODRÍGUEZ, S. (1999a). Propuesta de nueva nomenclatura para las Unidades del Carbonífero Inferior del sector Norte del Área del Guadiato (Córdoba). *Bol. Geol. Min.*, 110-3: 237-254
- CÓZAR, P. y RODRÍGUEZ, S. (1999b). Evolución sedimentaria del Carbonífero Inferior del Área del Guadiato (Córdoba). *Bol. Geol. Min.*, 110-6: 663-680
- CÓZAR, P.; RODRÍGUEZ, S. y MÁS, R. (2004). Análisis sedimentológico y bioestratigráfico de afloramientos del Serpujoviense inferior (Mississippiense) en las proximidades de Adamuz (Córdoba, SO de España). *Coloquios de Paleontología*, 54: 115-130.
- CRESPO, V. y REY, J. (1971). Contribución al estudio del Valle de Alcudia. *Bol. Geol. Min.*, 82(6): 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*, pp. 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. Paris. serie D*, t. 272, pp. 688-690.
- 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 (I): 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.
- CUETO, L. A.; FERNÁNDEZ, F. J.; LARREA, F. J.; LASALA, M. J.; QUESADA, C. y REYES, J. (1991). Aportación de dataciones Rb-Sr al estudio del Batolito de Los Pedroches en la transversal de Pozoblanco. *IV Congreso Geoquímico de España; Resúmenes I*: 359-360.
- DALLMEYER, R. D. y QUESADA, C. (1994). Cadomian vs. Variscan evolution of the Ossa-Morena zone (SW Iberia): field and 40Ar/39Ar mineral age constraints. *Tectonophysics*, 216: 339-364.
- DEBON, F. y LEFORT, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 73: 135-149.
- DEFALQUE, G.; DEMAFFE, D.; DUMONT, P. y LALIEUX, P. (1992). Le batholite de Los Pedroches (Sierra Morena). Études cartographique, pétrographique, géochronologique et métallogénique. *Annales Soc. Géol. Belgique*, 115(1): 77-89
- DELGADO, J. C. (1987). *Caracteres litogegeoquímicos de los Estratos Pochico y su relación con la metalogenia del campo filoniano de El Hoyo de Mestanza (Ciudad Real)*. Tesis de Licenciatura Univ. Salamanca, 147 pp.
- DELGADO, J.C., MARTÍN-IZARD, A. y PALERO, F. J. (1988). Litogegeoquímica de la formación Estratos Pochico (Ordovícico Inferior) y su relación metalogénica con algunos yacimientos filonianos de Pb-Zn de Sierra Morena Oriental. *Geociencias*, 3, 333-350.
- DELGADO-QUESADA, M. (1971). Esquema geológico de la Hoja nº 878 de Azuaga (Badajoz). *Bol. Geol. Min.*, 82: 277-286.
- DELGADO-QUESADA, M.; LIÑÁN, E.; PASCUAL, E. y PÉREZ LORENTE, F. (1977). Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central. *Stud. Geol. Salmanticensia*, 12: 75-90.
- DIAS, R. y RIBEIRO A. (1991). Finite strain analysis in a transpressive regime (Variscan autochthon, northeast Portugal). *Tectonophysics*, 191: 389-397.
- DÍAZ DEL OLMO, F.; VALLESPÍ, E. y ÁLVAREZ, G. (1986). Formations superficielles détritiques et sequence paleolithique du Bas Guadalquivir. *Méditerranée*, 3, 61-65.
- DÍAZ DEL OLMO, F. y VALLESPÍ, E. (1988). Evolución geomorfológica, secuencia paleolítica y georqueología reciente del sistema fluvial del Bajo Guadalquivir. *Aluvionamientos cuaternarios Depresión Inferior del Guadalquivir. AEQUA-Grupo Andaluz de Cuaternario*, 37-666.
- DÍAZ DEL OLMO, F. y BAENA, R. (1997). Interpretación de la secuencia general del Guadalquivir (Valle Medio Bajo): Terrazas fluviales y Paleolítico. *Cuaternario Ibérico, AEQUA*, 273-282.
- Diez BALDA, M. A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODERO, F. (1990). Structure in the Central-Iberian Zone. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*.

(Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. Eds.), SpringerVerlag, Berlin – Heidelberg: 172-188

DÍEZ BALDA, M. A. y VEGAS, R. (1992). La estructura del Dominio de los pliegues verticales de la Zona Centro Ibérica. *Paleozoico Inf. Ibero-América*. J.C. Gutierrez-Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds). Capítulo 29: 523-534.

DOBLAS, M.; LÓPEZ RUIZ, J., HOYOS, M.; MARTÍN, C. y CEBRIÁ, J.M. (1991). Late Cenozoic indentation/escape tectonics in the eastern Betic cordilleras and its consequences on the Iberian foreland. *Estud. Geol.*; 47: 193-205.

DONAIRE, T. (1995). *Petrología y geoquímica de rocas granitoides y enclaves asociados del batolito de Los Pedroches (Macizo Ibérico)*. Tesis Doctoral, Univ. Huelva: 232pp

DONAIRE, T. y PASCUAL, E. (1991). Paragénesis metamórficas de contacto en xenolitos de la Granodiorita de Los Pedroches (Córdoba, España): evidencia de emplazamiento a alta temperatura. *Geogaceta*, 10: 90-93.

DONAIRE, T.; PASCUAL, E.; PIN, C. y DUTHOU, J. L. (1999). Two-stage granitoid-forming event from an isotopically homogeneous crustal source: The Los Pedroches batholith, Iberian Massif, Spain. *GSA Bulletin*, 11(12): 1897-1906.

EGUILÚZ, L. (1987). *Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el Anticlinorio Burguillos-Monesterio (Macizo Ibérico Meridional)*. Tesis Doct., Univ. País Vasco: 694 pp

EGUILÚZ, L.; APRAIZ, A.; MARTÍNEZ-TORRES, L. M.; y PALACIOS, T. (1997). Estructura del sector de Zafra: implicaciones en la subdivisión de unidades Cámbrias de la ZOM. *Geogaceta*, 22: 65-68.

EGUILÚZ, L.; IRIONDO, A. y MARTÍNEZ-TORRES, L. M. (2013). Datación 40Ar/39Ar (539.06 ± 3 Ma) de los anfíboles del Granitoide del Escribano: arco volcánico cadomense (Zona de Ossa-Morena). *Geogaceta*, 54.

EMIG, C.C., y GUTIERREZ-MARCO, J. C. (1997). Niveaux à lingulidés à la limite supérieure du Grès Armorican (Ordovicien, Arenig) dans le Sud-Ouest de l'Europe: analyse des facteurs responsables et signification paléo-écologique. *Géobios*, 30 (4): 481-495.

ERASO, A. y GARROTE, A. (1984). El batolito de los Pedroches en la transversal de Cárdoba, Córdoba. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 235-256.

EXPÓSITO, I. (2000). *Evolución Estructural de la Mitad Septentrional de la Zona de Ossa-Morena y su Relación con el Límite Zona de Ossa-Morena/Zona Centroibérica*. Tesis Univ. Granada. 296 pp.

FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L. M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; PABLO MACÍA, J.G. DE y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Memorias, Facultade de Ciências Univ. Porto*, 1: 411-431

FEDONKIN, M., LINÁN, E. y PEREJÓN, A. (1983). Icnofósiles de las rocas precámbrico-cámbrias de la Sierra de Córdoba, España. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 81: 5-14.

FERNÁNDEZ, F. J.; CUETO, L. A.; LARREA, F. J. y QUESADA, C. (1990). El plutón de El Guijo: petrología, geoquímica, edad y relación

con otras rocas del batolito de Los Pedroches. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15: 89-103

FERNÁNDEZ, F. J.; LARREA, F. J.; CUETO, L. A. y QUESADA, C. (2013). *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA)*. Hoja nº895: Pozoblanco. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. Cartografía realizada en 1989. Memoria revisada para su edición en 2008.

FERNÁNDEZ, J. (1977). *Sedimentación triásica en el borde SE de la Meseta*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 173 p.

FERNÁNDEZ, J. (1984). Capas rojas triásicas del borde Sureste de la Meseta. Síntesis estratigráfica y sedimentológica. *Mediterránea, Ser. Geol.*, 3: 89-105.

FERNÁNDEZ, J., DABRIO, C.J. y PÉREZ-LÓPEZ, A. (1994). El Triásico de la región Siles Alcaraz (Cordillera Bética). En: *III Congr. Triásico de España: Field Guide* (A. Arche, Ed.), Grupo Español del Mesozoico, Madrid, 46 p.

FERNÁNDEZ, J. y GIL, A. (1989). Interpretación sedimentaria de los materiales triásicos de facies Buntsandstein en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas y de la Cobertura Tabular de la Meseta, España. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 113-124.

FERNÁNDEZ RUIZ, J. (1987). *Caracterización petrológica y geoquímica de la granodiorita de Los Pedroches y del Plutón de El Guijo (Batuolito de Los Pedroches, Córdoba, España)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Oviedo. 118 pp.

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

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. (1983). Las cuencas de Valdeinfierno y Benajarafe (Tournaisiense-Viseense). Caracterización sedimentológica e implicaciones regionales. Dominio de Sierra Albarana (Zona de Ossa-Morena). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 69 (2): 209-218.

GABALDÓN, V.; GARROTE, A. y QUESADA, C. (1985). Geología del Carbonífero inferior del Norte de la Zona de Ossa-Morena. Introducción a la excursión. 5ª Reunión del Grupo de Ossa-Morena. *Temas Geol. Min.*, IGME: 101-137

GALLARDO MILLÁN, J. L.; ANCOCHEA, E. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (2002). Secuencia magnetoestratigráfica y edad de los materiales volcánicos y sedimentarios de Poblete (Ciudad Real). *Geogaceta*, 32: 35-38.

GARCÍA ALCALDE, J. L.; ARBIZU, M. A.; PARDO ALONSO, M. V. y GARCÍA LÓPEZ, S. (1984). El límite Devónico – Carbonífero en el área de Guadalmez – Santa Eufemia (Provs. de Ciudad Real y Córdoba, Sierra Morena, España). *I Congr. Geol. España*, 1: 421-430

GARCÍA ALCALDE, J. L. (COORD.), CARLS, P., PARDO ALONSO, M. V., SANZ-LÓPEZ, J., SOTO, F., TRUYOLS-MASSONI, M. y VALENZUELA-RÍOS, J. I. (2002). Devonian. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno. Eds.), Geol. Soc. (London), 67-116.

- GARCÍA CASCO, A. (1986). *Petrología, geoquímica y mineralizaciones de W asociadas del Plutón de Santa Eufemia (Batolito de Los Pedroches, Córdoba)*. Tesis Licenc. Univ. Granada, 332 p.
- GARCÍA CASCO, A. y ASCUAL, E. (1987). El Plutón de Santa Eufemia (batolito de Los Pedroches, Córdoba, España): un granitoide epizonal de tipo S. *Geogaceta*, 2: 56-59.
- GARCÍA CASCO, A.; PASCUAL, E. y CASTRO A. (1987). La asociación magmática del batolito de Los Pedroches: ensayo de caracterización. *Geogaceta*, 2: 59-61.
- GARCÍA DE MADINABEITIA, S. (2003). *Implementación y aplicación de los análisis isotópicos de Pb al estudio de las mineralizaciones y la geocronología del área Los Pedroches-Alcudia (Zona Centro-Ibérica)*. Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco: 207 pp.
- GARCÍA DE MADINABEITIA, S.; SANTOS ZALDUEGUI, J. F.; CARRACEDO SÁNCHEZ, M. y GIL IBARGUCHI, J. I. (2001). Edades preliminares Pb-Pb y U-Pb de circones y monacitas del Batolito de Los Pedroches (España). *IIIº Congr. Ibérico de Geoquímica, VIIIº Congr. De Geoquímica de España. Zaragoza 2001*. M. Iago, E. Arranz y C. Galé (Eds.): 603-607.
- GARCÍA DE MADINABEITIA, S.; SANTOS ZALDUEGUI, J. F.; GIL IBARGUCHI, J. I. y CARRACEDO, M. (2003). Geocronología del plutón de Campanario-La Haba (Badajoz) a partir del análisis de isótopos de Pb en circones y U-Th-Pb total en monacitas. *Geogaceta*, 34: 27-30.
- GARCÍA HIDALGO, J. F. (1993). Las pistas fósiles de los anticlinales de Alcudia y Abenójar (Zona Centroibérica). Edad de las series. *Geogaceta*, 14: 57-59
- GARCÍA PALACIOS, A., GUTIÉRREZ-MARCO, J. C. y HERRANZ ARAÚJO, P. (1996). Edad y correlación de la "Cuarcita de Criadero" y otras unidades cuarcíticas del límite Ordovícico-Silúrico en la Zona Centroibérica meridional (España y Portugal). *Geogaceta*, 20 (1), 19-22.
- GARCÍA PALACIOS, A. y RÁBANO, I. (1996). Hallazgo de trilobites en pizarras negras graptolíticas del Silúrico inferior (Telychiense, Llandovery) de la Zona Centroibérica (España). *Geogaceta*, 20: 220-222.
- GARCÍA SANSEGUNDO, J., LORENZO ÁLVAREZ, S. y ORTEGA, E. (1987 a). *Mapa geológico de España, escala 1:50.000, Memoria explicativa de la Hoja nº 808, Almadén*. IGME.
- GARCÍA SANSEGUNDO, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S., ORTEGA GIRONÉS, E. (1987 b). *Mapa geológico de España, 1:50.000, Memoria explicativa de la Hoja 781 Siruela*. IGME
- GARROTE, A.; SÁNCHEZ CARRETERO, R. y TIJERO, F. (1985). El Batolito de Los Pedroches en la transversal de Villanueva de Córdoba. 5ª Reunión G.O.M., *Temas Geol. Min. Ins. Geol. Min. España*: 29-39.
- GIL CID, M. D., DOMÍNGUEZ ALONSO, P., CRUZ GONZÁLEZ, M. C. y ESCRIBANO RÓDENAS, M. (1996). Nuevo macrocystellidae (Echinodermata, Cystoidea Rhombifera) para el Ordovícico español. *Estudios Geológicos*, 52 (3-4), 175-183.
- GOY, A. y YÉBENES, A. (1977). Características, extensión y edad de la formación Dolomías tableadas de Imón. *Cuad. Geol. Ibérica*, 4: 375-384.
- GROTH, J. (1911). Sur le Primaire de la Sierra Morena. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 150: 231-232
- GROTH, J. (1914). La Sierra Morena. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 158: 1722-1724.
- GUMIEL, P. (1982). *Metalogenia de los yacimientos de Antimonio de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral. Univ. Salamanca, 324 p.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1994). Introducción a la Geomorfología Española. En. Gutiérrez Elorza, M. Ed. 1994, *Geomorfología de España*. Editorial Rueda, pp. 1-24.
- GUTIERREZ-MARCO, J. C. (1986). *Graptolitos del Ordovícico español*. Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 701 págs.
- GUTIERREZ-MARCO, J. C. (2003). Relación de muestras paleontológicas MAGNA 1:50.000 y 1:200.000. Sureste de la provincia de Ciudad Real. Informe para el IGME. Inédito
- GUTIERREZ MARCO, J. C.; APALATEGUI, O y RÁBANO I. (1987). Fósiles ordovícicos de Adamuz Córdoba: Aportación paleobiográfica a la concepción del límite entre las Zonas Centroibérica y Ossa-Morena durante el Paleozoico. *Geogaceta*, 3:22-24.
- GUTIERREZ-MARCO, J. C. y BAEZA CHICO, E. (1996). Descubrimiento de Aristocystites metroi Parsley y Prokop, 1990 (Echinodermata, Diploporida) en el Ordovícico Medio centroibérico (España). *Geogaceta*, 20 (1): 225-227.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J. C. y MELÉNDEZ, B. (1987). Nuevos hallazgos de Estilóforos (Homalozoa) en los materiales ordovícicos de la Zona Centroibérica. *Coloquios de Paleontología*, 41, 41-50.
- GUTIERREZ-MARCO, J.C. y PINEDA, A. (1988). Datos bioestratigráficos sobre los materiales silúricos del subsuelo de El Centenillo (Jaén). *II Congr. Geol. España, Granada*, 1: 91-94
- GUTIERREZ-MARCO, J.C.; PORRO MAYO, T.; HERRANZ ARAÚJO, P. y GARCÍA PALACIOS, A. (1997). Dos nuevos yacimientos con graptolitos silúricos en la región de Alange (Badajoz). *Geogaceta*, 21: 131-133.
- GUTIERREZ-MARCO, J.C. y RABANO, 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. Min.*, 98(5): 647-669.
- GUTIERREZ-MARCO, J. C.; RÁBANO, I.; PRIETO, M. y MARTÍN, J. (1984). Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotivense) en la parte meridional de la zona centroibérica (España). *Cuad. Geol. Ibérica*, 9: 287-319.
- GUTIERREZ-MARCO, J. C.; RÁBANO, I.; SAN JOSÉ LANCHA, 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. *Ordovician Odyssey: Short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System*: 55-59.
- GUTIERREZ-MARCO, J.C. y ROBARDET, M. (2004). Zona de Ossa-Morena. Estratigrafía. La evolución paleozoica. Ordovícico-Silúrico-Devónico Inferior. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 170-172.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., ROBARDET, M. y PIÇARRA, J.M. (1998). Silurian Stratigraphy and Paleogeography of the Iberian Peninsula (Spain and Portugal). *Temas Geológicos y Mineros*, 23: 13-44.

- GUTIERREZ-MARCO, J. C., ROBARDET, M., RÁBANO, I., SARMIENTO, G. N., SAN JOSÉ LANCHÁ, M. A., HERRANZ ARAUJO, P. y PIEREN PIDAL, A. (2002). Ordovician. In: GIBBONS, W. & MORENO, M.T. (eds) *The Geology of Spain*. Geological Society, London: 31-49.
- GUTIERREZ-MARCO, J.C.; SAN JOSÉ, M.A. DE y PIEREN, A. P. (1990). Post – Cambrian Paleozoic Stratigraphy of the Central-Iberian Zone. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. (Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. eds.). Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg: 160-171
- HABERFELNER, E. (1931). Eine revision der Graptolithen der Sierra Morena (Spanien). *Abh. Senck. Natur. Ges.*, 43: 19-66
- HAFENRICHTER, M. (1979). Paläontologisch-ökologische und lithofazielle untersuchungen des Ashgill-kalkes (Jungordovizium) in Spanien. *Arb. Paläont. Inst Wuryzburg*; 3: 1-139.
- HAFENRICHTER, M. (1980). The Lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain. Part II: The Ordovician/Silurian boundary in Spain. *N. Jb. Geol. Paläont: Abh.*, 160: 138-148
- HAMMANN, W. (1983). Calymenaceae (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien; ihre bioestratigraphie, ökologie und systematik. *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.* 542, 1-177.
- HAMMANN, W. y HENRY, J. L. (1978). Quelques espèces de Calymenella, Eohomalonotus et Kerfornella (Trilobita, Ptychopariida) de l'Ordovicien du Massif Armorican et de la Péninsule Ibérique. *Senckenbergiana lethaea*; 59: 401-429.
- HAMMANN, w. y RABANO, I. (1987). Morphologie und Lebensweise der Gattung Selenopeltis (Hawle & Corda, 1847) und ihre Vorkommen im Ordovizium von Spanien. *Senckenbergiana lethaea*, 68 (1-4), 91-137.
- HAMMANN, W.; ROBARDET, M.; ROMANO, M. (1982). The Ordovician System in southwesrt Europe (France, Spain and Portugal). *IUGS publications*, 11: 1-47.
- HENKE, w. (1926). Aportación a la Geología de Sierra Morena en la parte Norte de "La Carolina" (Jaén). Traducción al Castellano de "Beitrag zur Geologie der Sierra Morena nördlich von La Carolina (Jaén). Mit einer palaeontologische Mitteilung von A. Born. *Abh. Senckenberg. Naturf. Gesells.* 39: 185-204" realizada por B. Meléndez y M. R. Fernández. *Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España*, VII (2): 73-99. C.S.I.C.(1953).
- HERMES, J.J. (1985). Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España meridional). *Estudios Geol.*, 41: 157-176.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. y PUIG DE LA BELLACASA, N. (1926). Guide géologique de Despeñaperros (Sierra Morena). *XIV Congr. Int. Geol.*; 20-21.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1932). Estudio de la región volcánica central de España. *Mem. Acad. Cien. Exact. Fís. Nat.*, 3: 1-235.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1942). El sistema Siluriano. *Mem. Inst. Geol. Min. España*. Explicación del nuevo mapa geológico de España; 2 (1): 1-592; (2): 593-848.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1960). Graptolítidos españoles (recopilados por R. Fernández Rubio). *Notas Com. Inst. Geol. Min. España*, 57: 3-78.
- HERRANZ, P.; SAN JOSÉ, M.A. DE y VILAS, L. (1977). Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle de Matachel. *Estudios Geol.*, 33: 327-342
- HERTRICH, B. (1980). *Etude géologique et minérale de la région d'Azuel-Conquista, Cordoue (Espagne)*. Thèse 3^e cycle. Univ. Paris-Sud
- HUMPHREYS, E. R.; BAILEY, K.; HAWKESWORTH, C. J.; WALL, F. y HAMMOND, S. (2008). Mantle xenoliths from the Calatrava volcanic province, Spain—Evidence for carbonatite-silicate interaction in the upper mantle: *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*, 89, fall meeting supplement, abs. V43F-2200.
- HUMPHREYS, E. R.; BAILEY, K.; HAWKESWORTH, C.J.; WALL, F.; NAJORKA, J. y RANKIN, A. H. (2010). Aragonite in olivine from Calatrava, Spain—Evidence for mantle carbonatite melts from >100 km depth. *Geology*, 38:911-914.
- JENSEN, S.; PALACIOS, T. y EGUILUZ, L. (2004). Cambrian ichnofabrics from the Ossa Morena and Central Iberian zones: preliminary results. *Geo-Temas*, 6(2): 291-293.
- JIMÉNEZ SAN PEDRO, R. (2004). *El complejo filoniano tardihercínico asociado al batolito de Los Pedroches*. PhD Thesis, Universidad País Vasco, (ISBN 84-8373-774-4) CD-ROM
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J. M.; RIBEIRO, A. y NABAIS CONDE, L. E. (1974). *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, a escala 1:1.000.000*. IGME
- KETTEL, D. (1968). Zur geologie der östlichen Sierra Morena im Grenzbereig der Provinzen Jaén, Ciudad Real und Albacete (Spanien). *Münsters. Forsch. Geol. Paläont.*, 8: 1-159
- LALIEUX, P. (1983). *Étude pétrologique et géochimique du batholite de Los Pedroches (Sierra Morena, Espagne)*. Tesis de grado. Univ. Libre de Bruselas: 136pp
- LARREA, F. J. (1987). *Estudio geológico del Batolito de Los Pedroches en la transversal de la Virgen de la Cabeza (Andújar, Jaén)*. Tesis Licenciatura, Univ. País Vasco. 259 pp.
- LARREA, F. (1998). *Caracterización petrológica y geoquímica del sector oriental del Batolito de Los Pedroches*. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco: 459pp
- LARREA, F. J.; CARRACEDO, M.; ALONSO, A.; DONAIRE, T. y PASCUAL, E. (2004). El Batolito de Los Pedroches. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid:122-124.
- LARREA, F. J.; CARRACEDO, M.; ALONSO, A.; JIMÉNEZ, R. y SARRIONANDIA, F. (2000). Características químicas y mineralógicas de granitoides deformados en zonas de cizalla dúctil del plutón granodiorítico de Los Pedroches. *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, 25: 333-335.
- LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; ALONSO, A.; ORTEGA, L. A. y MENÉNDEZ, M. (1999a). Granitoides postcolisionales emplazados en situaciones extensionales: el stock de Santa Elena (Zona Centroibérica, España). *XV Reun. Geol. Oeste Peninsular. Extended Abstracts*: 147-157
- LARREA, F. J.; CARRACEDO, M.; ALONSO, A.; ORTEGA, L. A.; MENENDEZ, M. (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. J.; CARRACEDO, M.; ORTEGA, L. A. y GIL IBARGUCHI, J. I. (1993). Caracterización cartográfica, petrológica y geoquímica del stock de Santa Elena (Jaén, España). *Com. XII Reun. Geol. Oeste Peninsular*, 1: 143-153
- LARREA, F. J.; CARRACEDO, M.; ORTEGA, L. A. y GIL IBARGUCHI, J. I. (1995). El stock de Santa Elena (Jaén): una intrusión genéticamente independiente de la asociación magmática del batolito de Los Pedroches. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 20: 151-166
- LARREA, F. J.; CARRACEDO, M.; ORTEGA, L. A. y GIL IBARGUCHI, J. I. (1994). El plutón de Linares (Jaén): Cartografía, petrología y geoquímica. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19: 335-346
- LARREA, F.; CARRACEDO, M.; ORTEGA, L.; GIL IBARGUCHI, J. I. y ALONSO, A. (1996a). Procesos de hibridación mantélico-cortical implicados en la génesis del plutón granodiorítico de Los Pedroches (España). *Geogaceta*, 20: 151-156.
- LARREA, F. J.; CARRACEDO, M.; TUBIA, J. M., ARANGUREN, A. y CUEVAS, J. (2001). Caracterización mineralógica y química de la granodiorita de Los Pedroches en la zona de cizalla dúctil de Conquista. *Geogaceta*, 30: 71-74
- LARREA, F.; CARRACEDO, M.; YUSTA, I.; ORTEGA, L. y GIL IBARGUCHI, J. I. (1996b). Los diques traquiandesíticos asociados al plutón granodiorítico de Los Pedroches (España). *Geogaceta*, 20: 586-589.
- LARREA, F. J.; FERNÁNDEZ RUIZ, F. J.; CUETO, L. A.; QUESADA, C. (2013 a). *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). Hoja nº 883: Virgen de La Cabeza*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. Cartografía finalizada en 1992. Memoria finalizada y revisada en 2008.
- LARREA, F. J.; SANTISTEBAN, J. I.; CUETO, L. A.; QUESADA, C.; FERNÁNDEZ RUIZ, F. J.; MARTÍN-SERRANO, A. (2013 b). *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). Hoja nº 904: Andújar*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. Cartografía finalizada en 1992. Memoria finalizada y revisada en 2008.
- LEAL ECHEVERRÍA, G. C. ; CAPOTE, R. ; GALÁN, E. y HERNÁNDEZ ENRILE *et al.* (1976). Génesis de las mineralizaciones del área Pedroches-Linares en relación con la evolución geotectónica del cinturón hercínico de Sierra Morena Oriental. Fundación Juan March. Inédito.
- LEYVA, F. (2000). Informe sedimentológico de las Hojas del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 nº 787, 813, 839, 840 y 864 y del Paleozoico de las Hojas 865 y 886. IGME, Inédito.
- LEYVA, F.; MATAS, J.; JEREZ MIR, F. y CABRA GIL, P. (2009). *Hoja y Memoria del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA) nº 840 (Bbenservida)*. IGME
- LIKHANOV, I. I.; REVERDATTO, V. V.; SHEPLEV, V. S.; VERSCHININ, A. E. y KOZLOV, P. S. (2001). Contact metamorphism of Fe-and Al-rich graphitic metapelites in the Transangarian region of the Yenisei Ridge, eastern Siberia, Russia. *Lithos*, 58: 55-80
- LILLO, F. J. (1992). *Geology and Geochemistry of Linares-La Carolina Pb-ore field (Southeastern border of the Hesperian Massif)*. Ph. Thesis. University of Leeds, 377 pp.
- LILLO, F. J.; LÓPEZ SOPEÑA, F.; PIEREN, A.; HERNÁNDEZ SAMANIEGO, A.; SALAZAR, A. y GUTIERREZ-MARCO, J.C. (1998 a). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº863 (Aldeaquemada) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2º Serie (MAGNA)*, IGME. Inédita
- LILLO, F.J.; PIEREN, A.; OLIVÉ, A.; HERNÁNDEZ SAMANIEGO, A.; CARRERAS, F. y GUTIERREZ-MARCO, J.C. (1998 b). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº862 (Santa Elena) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2º Serie (MAGNA)*, IGME. Inédita
- LIÑÁN, E. (1974). Las formaciones cámbicas del Norte de Córdoba. *Acta Geol. Hisp.*, 9 (1): 15-20.
- LIÑÁN, E. (1978). *Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba*. Tesis Doct., Univ. Granada, 212 pp.
- LIÑÁN, E. (1984). Los ichnofósiles de la Formación Torreárboles (Precámbrico?-Cámbrico inferior) en los alrededores de Fuente de Cantos, Badajoz. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 283-314.
- LIÑÁN, E. y PALACIOS, T. (1983). Aportaciones micropaleontológicas para el conocimiento del límite Precámbrico-Cámbrico en la Sierra de Córdoba, España. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 69 (2): 227-234.
- LIÑÁN, E., PEREJÓN, A. y SDZUY, K. (1993). The Lower-Middle Cambrian stages and stratotypes from the Iberian Peninsula: a revision. *Geol. Mag.*, 130: 817-833.
- LIÑÁN, E. y QUESADA, C. (1990). In: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (Eds.) – *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*: 259-266.
- LÓPEZ GARRIDO, A. C. (1971). *Geología de la Zona Prebética al NE de la provincia de Jaén*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 317 p.
- LÓPEZ GARRIDO, A. C. y RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (1970). Características sedimentarias de la "Formación Chiclana de Segura". En: *Cuadernos de Geología Ibérica*. Universidad de Granada. pp. 17-21.
- LÓPEZ RUIZ, J.; CEBRIÁ, J. M.; DOBLAS, M.; OYARZUN, R.; HOYOS, M. y MARTÍN, C. (1993). The late Cenozoic alkaline volcanism of the Central Iberian Peninsula (Calatrava Volcanic Province, Spain): Intra-plate volcanism related to extensional tectonics. *Jour. Geol. Soc. London*; 150: 915-922.
- LÓPEZ RUIZ, J.; CEBRIÁ, J. M. y DOBLAS, M. (2002). Cenozoic volcanism I: the Iberian peninsula. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons & T. Moreno, Eds.), Geol. Soc. (London), 417-438.
- LORENZO-ÁLVAREZ, S. y SOLÉ, J. (1988). La discordancia intraprecámbrica y la estratigrafía del precámbrico superior en el sector suroriental del anticlinal de Abenójar-Tirteafuera. *II Congr. Esp. Geol.*; 1: 115-118.
- LOTZE, F. (1945). Zur gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotek. Forsch.*, 6: 78-92
- LOTZE, F. (1956). Übre Sardischen bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen faltung. *Geotek. Symposium H. Stille*, 129-139.
- MAESTRE, A. (1836). Nota sobre las formaciones basálticas de La Mancha. *Neues. Jahebuck*

- MAESTRE, A. (1844). Observaciones acerca de los terrenos volcánicos de la Península. *Bol. Oficial Minas*, 103: 117-119
- MALLADA, L. (1884). Reconocimiento geológico de la provincia de Jaén. *Bol. Com. Mapa. Geol. España*; 11: 1-55.
- MALLADA, L. (1898). Explicación del Mapa Geológico de España. III, Sistemas Devoniano y Carbonífero. *Mem. Com. Mapa Geol. España*. 7: 4-55.
- MAREK, L. y GUTIÉRREZ-MARCO, J. C. (en prensa). Middle Ordovician Hyoliths from Spain. *Journal of Paleontology*.
- MARÍN SEÑÁN, J. M. (1988). Sedimentación detrítica en el borde norte de la depresión del Guadalquivir (sector de Villanueva de la Reina, prov. de Jaén). *II Congr. Geol. España*; 1:123-156.
- MÁRQUEZ-ALIAGA, A., HIRSCH, F. y LOPEZ-GARRIDO, A. C. (1986). Middle Triassic Bivalves from the Hornos-Siles Formation (Sephardic Province, Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Ab.*, 173: 201-227.
- MÁRQUEZ TRIGUERO, E. (1961). Estratigrafía del Paleozoico en la región del río Guadalmez. Aportación a la Geología de Sierra Morena en la parte N del Valle de Los Pedroches. *Estudios Geol.*, 17: 187-201
- MARTÍN BANDA, R. y MARTÍN-SERRANO, A. (2015). Mapa y Memoria del Cuaternario. *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Hoja núm. 812 (Valdepeñas)*. IGME
- MARTÍN HERREROS, D.; LORENZO ÁLVAREZ, S. y VALVERDE HERNÁNDEZ, M.F. (2005). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº806 (Cabeza de Buey) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2º Serie (MAGNA)*. IGME.
- MARTÍN PARRA, L. M. (2003). *Geometría y cinemática de la Zona de Cizalla Extensional Santa Elena-Puente Génave entre El Centenillo y el Río Guarrazas (Sierra Morena Oriental, Norte de la provincia de Jaén)*. Seminario de Investigación, Univ. de Granada, 59 p
- MARTÍN PARRA, L. M.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ POYATOS, D. y MATAS, J. (2006). The Puente Génave-Castelo de Vide Shear Zone (southern Central Iberian Zone, Iberian Massif): geometry, kinematics and regional implications. *Bull. Soc. geol. 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 RAMOS, J. D. y RODRÍGUEZ GALLEGOS, M. (1975). Petrología del borde norte del batolito de Los Pedroches, Venta de Azuel (Córdoba). *Bol. Geol. Miner.* 83: 301-308.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1991). El relieve del Macizo Hespérico y sus sedimentos asociados. Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del Oeste Peninsular, *Soc. Esp. Geomorf., Monografía* 6: 9-26. ITGE-SGE.
- MARTÍN-SERRANO, A. y MARTÍN BANDA, R. (2015). Mapa y Memoria del Cuaternario. *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Hoja núm. 811 (Moral de Calatrava)*. IGME
- 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 DEL OLMO, W., GARCÍA MALLO, J., LERET, J., SERRANO, A. y SUÁREZ ALBA, J. (1984). Modelo tectosedimentario del Bajo Guadalquivir. En: *I Congr. Esp. Geología*, 1: 199-213
- 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.; AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. Y SIMANCAS, J. F. (1995a). Timing of the Variscan structures on both sides of the Ossa-Morena/ Central Iberian contact (southwest Iberian Massif). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 321 (II): 609-615
- MARTÍNEZ POYATOS, D.; DÍEZ BALDA, M. A.; MACAYA, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN y VEGAS, R. (2004). Zona Centroibérica. Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico. Estructura. El acortamiento varisco inicial. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 84-87.
- MARTÍNEZ POYATOS, D.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; AZOR, A. y SIMANCAS, J. F. (2001). La estructura de la Zona Centroibérica en la región de Los Pedroches (Macizo Ibérico meridional). *Rev. Soc. Geol. España*, 14: 147-160
- MARTÍNEZ POYATOS, D.; SIMANCAS, J. F.; AZOR, A. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1995b). La estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica en el sector suroriental de la Provincia de Badajoz. *Rev. Soc. Geol. España*, 8: 41-50
- MARTÍNEZ POYATOS, D., SIMANCAS, J. F., AZOR, A. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1998a). Evolution of a Carboniferous piggyback basin in the southern Central Iberian Zone (Variscan Belt, SE Spain). *Bull. Soc. Géol. France*, 169: 573-578.
- MARTÍNEZ POYATOS, D.; SIMANCAS, J. F.; AZOR, A. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1998b). La estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica (Macizo Ibérico) en el Norte de la Provincia de Córdoba. *Rev. Soc. Geol. España*, 11: 87-94
- MATAS, J. y MARTÍN PARRA, L. M. (2015). Hoja y Memoria del Mapa Geológico Nacional a escala 1:200.000 nº 69 (Pozoblanco). IGME
- 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 SUÁREZ, M. (en prensa). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº838 (Santa Cruz de Mudela) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2º Serie (MAGNA)*. IGME
- MATAS, J.; GUTIERREZ-MARCO, J.C.; MONTES, M.; MARTÍN PARRA, L. M.; MARTÍNEZ POYATOS, D. J. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (2007). Carboniferous synorogenic basin with Palaeozoic olistoliths in SW Central Iberian Zone: implications for the Variscan tectono-sedimentary evolution of the SW Iberian Massif. *Mechanics of Variscan Orogeny: a modern view on orogenic research*.

- Special meeting of French and Czech Geological Societies. September, 13-15, 2007. Orleans, France. *Géologie de la France*, 2: 132.
- MATAS, J. y LEYVA, F. (2014 a). *Hoja y Memoria del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA) nº 865 (Siles)*. IGME.
- MATAS, J. y LEYVA, F. (2014 a). *Hoja y Memoria del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA) nº 886 (Beas de Segura)*. IGME.
- MATAS, J.; LEYVA, F. y CABRA, P. (2009). *Hoja y Memoria del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA) nº 864 (Venta de Los Santos)*. IGME
- MCDougall, N.; BRENCHLEY, P. J.; REBELO, J. A. y ROMANO, M. (1987). Fans and fan deltas-precursors to the Armorican Quartzite (Ordovician) in western Iberia. *Geol. Mag.*, 124: 347-359.
- MEDINA, J., RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. y ALONSO GAVILÁN, G. (1998). Sedimentação em plataforma siliciclastica do Grupo das Beiras na região do Caramulo-Buçaco (Portugal central). *Com. Inst. Geol. Min. Portugal*, 85: 39-71.
- MÉLOU, M. (1975). Le genre Heterorthina (Brachiopoda-Orthida) dans la formation des Schistes de Postolonnec (Ordovicien), Finistère, France. *Géobios*; 8: 191-208.
- MIRA, M.; RODRÍGUEZ PEVIDA, L. S. y ORTEGA GIRONÉS, E. (1987). *Memoria explicativa de la Hoja nº 834 (San Benito) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2º Serie (MAGNA)*, ITGE: 51pp
- MOLINA, E. (1974). *Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real)*. Tesis Doctoral Fac. de Ciencias. Madrid, 347 pp.
- MOLINA, E. (1975). Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Trab. Neógeno-Cuaternario*, 3, pp. 1-106.
- MOLINA CÁMARA, J. M. y FERNÁNDEZ CARRASCO, J. (1987). *Memoria explicativa de la Hoja nº 782, Valdemanco de Esteras. Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 2ª serie, plan MAGNA*. IGME.
- MONTERO, P.; MARTÍN PARRA, L. M.; MATAS, J. y MARTÍNEZ POYATOS, D.J. (en prep). Geocronología del Plutón de Santa Elena.
- MONTESERÍN, V.; NAVARRO JULI, J. J.; PALERO, F. y PASCUAL MUÑOZ, H. (en prensa). Hoja y Memoria revisadas del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA) nº 837 (El Viso del Marqués). IGME
- MORENO, F. (1977a). *Estudio geológico de los Montes de Toledo Occidentales*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid.
- MORENO, F. (1977b). 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.
- MORENO, F., VEGAS, R. y MARCOS, A. (1976). Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbicas relacionadas con la discordancia sárdica en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo occidentales). *Breviora Geol. Asturica*, 20: 8-16.
- MUDARRA, J. L.; BARAHONA, E.; BAÑOS, C.; IRIARTE, A. y SANTOS, F. (1989). *Mapa de Suelos de Andalucía (1:200.000)*. Serie: Monografías del Medio Ambiente. (Balsara, J.Cord.) CSIC- Consejería de Agricultura y Pesca (Junta de Andalucía), 9 pags
- MUTTI, E. y RICCI LUCHI, F. (1975). Turbidite facies and facies associations. In E. Mutti, G. C. Parea, F. Ricci Luchi, A. Zanzucchi, G. Ghibaudo y S. Faccarino. *Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Apennines*. IXth Int. Con. Sedim. Nice. Field trip A 11, Guide book, pp.21-36.
- NOZAL MARTÍN, F.; GARCÍA CASQUERO, J. L. y PICART BOIRA, J. (1988a). Discordancia Intraprecámbrica y series sedimentarias en el sector sur-orienteal de los montes de Toledo. *Bol. Geol. Min.*; 99: 473-489.
- NOZAL MARTÍN, F.; ROBLES CASAS, R. y SANTAMARÍA CASANOVAS, J. (1988 b). Estratigrafía de los materiales precámbricos en el sector central del Anticlinal de Ibor. Localización de la discordancia "Intra-Alcudiense". (Zona Centro-Ibérica). *// Congr. Geol. Esp.*; 1: 135-138.
- OCHSNER, A. (1993). *U-Pb geochronology of the Upper Proterozoic lower Paleozoic geodynamic evolution in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): Constraints on the Timing of the Cadomian Orogeny*. Tesis Doctoral, Univ. Zürich, 248 p.
- OENING SOEN (1970). Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. *Bol. Geol. Min.*, IGME, 81: 271-298
- COHEN, K. M.; FINNEY, S. y GIBBARD, P. L. (2012). International Chronostratigraphic Chart. International Commission on Stratigraphy.
- ORDÓÑEZ CASADO, B. (1998). *Geochronological studies of the Pre-Mesozoic basement of the Iberian Massif: the Ossa Morena zone and the Allochthonous Complexes within the Central Iberian zone*. Tesis Doctoral, Univ. Zurich, 235 p.
- ORTEGA, E. (1986). Geology and metallogeny of the Almaden area, Centro-Iberian Zone, Spain. En: *Remote sensing in mineral exploration*, (Van Wambeke ed.). Report. Eur. 11317: 147-173
- ORTEGA, E. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1986). La discordancia intracalduense en el dominio meridional de la Zona Centroibérica. *Breviora Geol. Asturica*, 27: 27-32
- ORTEGA GIRONÉS, E. y SÁNCHEZ VIZCAÍNO, J. (1987). *Mapa geológico de España, escala 1:50.000. Memoria explicativa de la Hoja nº 783, Abenójar*. IGME.
- ORTEGA, E.; HERNÁNDEZ URROZ, J. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1988). Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales anteordovílicos en la parte suroriental del autóctono de la zona Centroibérica. *// Congreso Nacional de Geología. Granada. Simposio sobre: Cinturones orogénicos*, pp. 85-89
- ORVÍZ, F.; CASTELLÓ, R. y MARTÍNEZ DEL OLMO, W. (1976). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 885 (Santisteban del Puerto) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2º Serie (MAGNA)*, IGME: 41pp
- OSETE, M.L., FREEMAN, R. y VEGAS, R. (1989). Palaeomagnetic evidence for block rotations and distributed deformation of the Iberian-African plate boundary. En: *Paleomagnetics Rotations*

- and Continental Deformation* (C. Kissel y C. Laj, Eds.), Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 381-391.
- OVRACHT, A. y TAMAIN, G. (1970). Tectonique en Sierra Morena (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris, serie D*, 270: 2634-2636
- PALACIOS MEDRANO, T. (1989). Microfósiles de Pared Orgánica del Proterozoico Superior (Región Central de la Península Ibérica). *Mem. Mus. Paleont. Univ. Zaragoza*; 3: 91 pp, 18 fig., 16 lám. Madrid.
- PALACIOS, T. y JENSEN, S. (2008). Estudio Bioestratigráfico del Dominio de Obejo-Valsequillo del sector de la Provincia de Badajoz. Geode Extremadura. *Informe inédito para el IGME*, 18pp.
- PALACIOS MEDRANO, T.; VIDAL, G.; MOCZYD'LOWSKA, M. y LIÑÁN, E. (1996-). 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. (1991). *Evolución geotectónica y yacimientos minerales de la región del Valle de Alcudia (sector meridional de la Zona Centroibérica)*. Tesis Doctoral, Univ. Salamanca: 827pp
- PALERÓ, F. (1993). Tectónica pre-hercínica de las series infraordenovícicas del Anticinal de Alcudia y la discordancia intraprecámbrica en su parte oriental (sector meridional de la Zona Centroibérica). *Bol. Geol. Min.*, 104: 3-18.
- PALERÓ, F. J. y DELGADO QUESADA, M. (2008). *Memoria explicativa de la Hoja nº 860, Fuencaliente. Mapa Geológico de España, escala 1:50000. 2ª serie, plan MAGNA*.
- PALERÓ, F. J. y MARTÍN-IZARD, A. (1988). Las mineralizaciones estatóides de Zn-Pb en la Caliza Urbana del paraje de Peña del Aguila, Calzada de Calatrava (Ciudad Real). *Bol. Soc. Esp. de Mineralogía*, vol. 11-1, pp. 179-189.
- PARDO ALONSO, M. V. (1995). El Devónico al sur de Cabeza de Buey (provincias de Badajoz y Córdoba, España). *Geogaceta*, 17: 12-15.
- PARDO ALONSO, M.V. (1997). *Geología del Devónico meridional de la Zona Centroibérica*. Tesis Doctoral, Univ. Oviedo: 471 pp.
- PARDO, M.V. y GARCÍA ALCALDE, J. L. (1984). Biostratigrafía del Devónico de la región de Almadén (Ciudad Real, España). *Trab. Geol.*, 14: 79-120
- PARDO, M.V. y GARCÍA ALCALDE, J. L. (1996). El Devónico de la Zona Centroibérica. *Rev. Esp. Paleo.*; N° Extraordinario: 72-81
- PARIS, F. (1981). Les Chitinozoaires dans le Paleozoïque du Sud-ouest de l'Europe. *Mem. Soc. Geol. Mineral. Bretagne*, 26. 412 pp. Rennes.
- PARIS, F. (1990). The Ordovician chitinozoan of the Northern Gondwana Domain. *Rev. of Palaeon. and Palyn.*; 66: 181-209.
- PARIS, F., ROBARDET, M., DURAND, J. y NOBLET, C. 1982. The Lower Paleozoic transgression in Southwestern Europe. *Palaeon. Contrib. Univ. Oslo*; 280: 41.
- PARRY, W. T. (1998). Fault-fluid compositions from fluid-inclusion observations and solubilities of fracture-sealing minerals. *Tectonophysics*, 290(1-2): 1-26.
- PASCUAL, E. (1984). El batolito de Los Pedroches en el sector de Hinojosa del Duque-Santa Eufemia. Caracteres petrográficos y relaciones con las deformaciones hercínicas. *Memorias e Noticias, Univ. Coimbra*, 97: 39-50.
- PEARCE, J.A. y CANN, J. R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *E.P.S.L.*, 19:290:300.
- PELÁEZ, J.R.; VILAS, L.; HERRANZ, P.; PEREJÓN, A. y GARCÍA HIDALGO, J.F. (1986). Nouvelles données sur la discordance intraprecambrienne dans la Vallée de L'Alcudia (Massif Ibérique Meridional, España). *Réun. Sci. Terre Clermont-Ferrand*, 11: 145.
- 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. y ARRIBAS, A. (1974). Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles. *Bol. Geol. Min.*, 85: 271-273.
- PERAN, M. (1971). *Contribution à l'étude de la géologie de la région de Venta de los Santos (Jaén) . Espagne*. Thèse Univ. Paris Sud (Centre d'Orsay): 73pp
- PERAN, M. y TAMAIN, G. (1967). La formation "Campana" dans le Nord de la Province de Jaén (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris, serie A*, 265: 844-847
- PÉREZ ESTAÚN, A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y BASTIDA, F. (1991). Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan belt of northwest Spain. *Tectonophysics*, 191: 243-253.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1981). *Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo*. Tesis. Doct. Univ. Comp. Madrid, pp. 1-787.
- PÉREZ LORENTE, F. (1979). *Geología de la Zona de Ossa-Morena al norte de Córdoba (Pozoblanco – Bélmez – Villaviciosa de Córdoba)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada: 340pp
- PÉREZ REGODÓN, J. (1966). Nota sobre yacimientos fósiles encontrados en Sierra Morena. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*; 91: 7-12.
- PIEREN PIDAL, A. P. (1985). *Estudio estratigráfico de los materiales anteordovícicos del anticlinorio de Agudo-Valdemanco y de los Materiales Paleozoicos del sinclinal de Herrera del Duque*. Tesis Licenciatura Universidad Complutense Madrid (Inéd): 221 p. Madrid.
- PIEREN, A. (2000). *Las sucesiones anteordovícicas de la región oriental de la provincia de Badajoz y área contigua de la de Ciudad Real*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 379 p.
- PIEREN, A. P.; PINEDA, A. y HERRANZ, P. (1987). Discordancia intraprecámbrica en el anticinal de Agudo (Ciudad Real-Badajoz). *Geogaceta*, 2: 26-29.

- PIEREN PIDAL, A. P. y HERRANZ ARAÚJO, P. (1988). Presencia y Caracterización del "Alcudiente Superior" (Vendiense) en el entorno de La Serena y el Valle de Alcudia (Este de la Provincia de Badajoz). *Temas Geol. Min.*; 9: 91-100, 2 fig. Madrid.
- PIN, C.; LIÑÁN, E.; PASCUAL, E.; DONAIRE, T. y VALENZUELA, A. (2002). Late neoproterozoic crustal growth in the European variscides: Nd isotope and geochemical evidence from the Sierra de Córdoba Andesites (Ossa-Morena Zone, Southern Spain). *Tectonophysics*, 352: 133-151.
- PINEDA, A. (1987). La Caliza Urbana (Ordovícico Superior) y sus tramos volcanoclásticos en el subsuelo del norte de El Centenillo (Jaén). *Bol. Geol. Min.*, 98(6): 780-793
- PINEDA, A. (1988). Mineralizaciones de Zn – Ba en el Ordovícico Superior (C. Urbana y tránsito a P. Chavera) del subsuelo al norte de El Centenillo (Jaén). *Bol. Geol. Min.*, 100(4): 653-665
- POBLET, J. (1991). *Estructura herciniana i alpina de la vessant sud de la Zona Axial del Pirineu Central*. Tesis Univ. Barcelona. Inédita.
- PORTERO, J.M.; RAMÍREZ, J.L.; ANCOCHEA, E.; PEREZ GONZALEZ, A. y GALLARDO, J. (1988). *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. MAGNA 2ª serie. Hoja nº 784 (Ciudad Real)*. IGME 101 pp.
- PORTERO GARCÍA, J. M. y DABRIO GONZÁLEZ, C. J. (1988). Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo Meridionales y Campo de Calatrava. *II Congr. Geol. España*; 1: 161-164.
- POUPON, G. (1971). *Contribution a l'étude de la région d'Aldeaquemada (Jaén, Espagne)*. Tesis Univ. Paris-Sud (Orsay). 60 pp.
- PRADO, C. DE; VERNEUIL, E. DE y BARRANDE, J. (1855). Mémoire sur la géologie d'Almaden, d'une partie de la Sierra Morena et des montagnes de Toléde, suivi d'une description des fossiles qui s'y rencontrent. *Bull. Soc. Géol. France*. 12 (2): 1-86
- PUSCHMANN, H. (1967). Zur problem der Schichtlücken im devon der Sierra Morena (Spanien). *Geol. Rundsch.*, 56: 528-542
- PUSCHMANN, H. (1970). Eine Palaeogeographie des Devons auf der Iberischen Halbinsel. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 120: 107-118
- QUESADA OCHOA, C. (1992). Evolución tectónica del Macizo Ibérico (Una historia de crecimiento por acrecencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico superior y el Paleozoico). *Palaeozoico Inf. Ibero-América*. J.C Gutiérrez-Marco, J.Saavedra & I.Rábano (Eds.): 173-192, 6 fig. Madrid.
- QUESADA, C.; APALATEGUI, O.; EGUILUZ, L.; LIÑÁN, E. y PALACIOS, T. (1990). Ossa-Morena Zone. 2.- Stratigraphy.2.1.- Precambrian. In: DALLMEYER, R.D. & MARTÍNEZ GARCÍA, E. (Eds.) – *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*: 252-258.
- QUESADA, C.; CUETO, L. A.; FERNÁNDEZ, F. J. y LARREA, F. J. (2013). *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA)*. Hoja nº 882: Cardeña. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. Cartografía finalizada en 1990. Memoria finalizada y revisada en 2008.
- QUESADA, C. y MUNHA, J. (1990). Part V. Ossa Morena Zone. Metamorphism. In: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, e. (Eds.) – *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*: 314-320.
- RÁBANO, I. (1988). *Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona Centroibérica española*. Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 3 vols., 621 págs. (inéd.).
- RABANO, I. (1989). Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la zona Centroibérica española. Parte I: Yacimientos, bioestratigrafía y aspectos paleobiogeográficos. *Beol. Geol. y Min.* vol. 100-3, pp. 307-338.
- RABANO, I. (1990). Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona centroibérica española. *Publicaciones Especiales del Boletín Geológico y Minero*. 1-233 (recopilación de 4 artículos aparecidos en 1989).
- RAMÍREZ, E. y CAÑADA, F. (1956). Silúrico limitado por los granitos de La Carolina. Inédito.
- RAMÍREZ, J.I.; PALERO, F. y PIEREN PIDAL, A. (en prensa a). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 835 (Brazatorras) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2º Serie (MAGNA)*, IGME.
- RAMÍREZ, J. I.; PALERO, F. y PIEREN PIDAL, A. (en prensa b). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 836 (Mestanza) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2º Serie (MAGNA)*, IGME.
- RAMÍREZ, J. I.; PALERO, F. y PIEREN PIDAL, A. (1998). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 861 (Solana del Pino) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2º Serie (MAGNA)*, IGME. Inédita
- RAMSAY, J. G. (1967). *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill Book Co., New York, 568 pp. Traducida al Castellano como: *Plegamiento y fracturación de rocas*, por BASTIDA, F. y GIL IBARGUCHI, I. (1977). H. Blume Ed., 590 pp.
- REDLIN, K. (1955). Stratigraphie und Tektonik in der mittleren Sierra Morena in Bereich der Valle de Alcudia (Spanien). *Diss. Math. Naturwiss. Fak. Univ. Münster*: 1-192
- REY, J. E. HIDALGO, M. C. (2004). Siliciclastic sedimentation and sequence stratigraphic evolution on a storm-dominated shelf: the Lower Ordovician of the Central Iberian zone (NE Jaén, Spain). *Sedimentary Geology*, 164: 89-104.
- REY, J.; HIDALGO, M.C. y MARTÍNEZ LÓPEZ, J. (2005). Upper-Ordovician-Lower Silurian transgressive-regressive cycles of the Central Iberian Zone (NE Jaén, Spain). *Geol. J.*, 40: 477-495.
- RIBEIRO, A. (1974). Contribution 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). *Münsters. Forsch. Geol. Paläont.*, 3: 1-144
- RINCÓN, P. J. y VEGAS, R. (1996). Neotectónica en el antepaís castellano de las cordilleras Béticas orientales. IV Congr. Geol. España. *Geogaceta*; 20(4): 929-931.
- RINCÓN, P. J.; GINER, J.; VEGAS, R. y DE VICENTE, G. (1996). Sismicidad en el antepaís de las cordilleras Béticas orientales: determinación del tensor de esfuerzos actual. IV Congr. Geol. España. *Geogaceta*; 20(4): 932-935.

- Ríos ARAGÜES, S. (1977). *Estudio geológico del metalotecto plumbífero del Ordoviciense (La Carolina – Santa Elena – Sierra Morena Oriental, provincia de Jaén)*. Tesis Doctoral Univ. Politécnica de Madrid: 1-271
- Ríos L. y Ríos, S. (1974). Nota sobre la estructura tectónica del Paleozoico al S de Despeñaperros, prov. De Jaén. *Bol. Geol. Min.*, 85: 525-527
- Ríos, S. y CLAVERIAS, P. (1979). Nota acerca de la existencia de indicios estratoligados de Zn-Pb en el Ordoviciense Superior del extremo SE de la Meseta Hercínica Española. *Bol. Geol. Min.*; 90: 1-5.
- ROBARDET, M. (1981). Late ordovician tillites in the Iberian Peninsula. En: *Earth pre-Pleistocene glacial record*. (Hamberg, M.J. & Harland, W.B. eds.) Cambridge Univ. Press: 585-589
- ROBARDET, M. (2002). Alternative approach to the Variscan Belt in southwestern Europe: preorogenic paleobiogeographical constraints. In: *Variscan-Appalachian Dynamics: The Building of the Late Paleozoic Basement*, Martínez-Catalán JR, Hatcher RD Jr, Arenas R, Díaz-García F (eds). Geological Society of America Special Paper 364: 1-15.
- ROBARDET, M. (2003). The Armorica 'microplate': fact or fiction? Critical review of concept and contradictory palaeobiogeographical data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 195: 125-148.
- ROBARDET, M. y DORE, F. (1988). The Late Ordovician dynamic formations from southwestern Europe: Nord Gondwana glaciomarine deposits.
- ROBARDET, M. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (2002). Silurian. En: *The Geology of Spain* (W.Gibbons y T. Moreno, Eds.). Geological Society, London, 51-66.
- ROBARDET, M. y GUTIERREZ MARCO, J.C. (2004). The Ordovician, Silurian and Devonian sedimentary rocks of the Ossa-Morena Zone (SW Iberian Peninsula, Spain). *J. Iberian Geology*, 30: 73-92.
- RODA, J. (1986). Nuevos datos sobre la fase de deformación sárdisca. Geometría de los pliegues prehercinos del río Salor (Cáceres). *Geogaceta*, 1: 13-15
- RODRÍGUEZ, L. y CUEVAS, J. (2009). Presencia de cloritoide en la aureola térmica de los plutones de Cauterets occidental-Panticosa (Zona Axial del Pirineo, Huesca). *Geogaceta*, 47: 133-136.
- RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. (1985). El Complejo Esquisto-Grauwáckico y el Paleozoico en el Centro-Oeste Español. *Acta Salamanticensia*, 51: 1-174.
- RODRÍGUEZ ALONSO, M. D.; PEINADO, M.; LÓPEZ PLAZA, M.; FRANCO, P.; CARNICERO, A. y GONZALO, J. C. (2004). Neoproterozoic-Cambrian synsedimentary magmatism in the Central Iberian Zone (Spain): geology, petrology and geodynamic significance. *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*, 93:897-920.
- RODRÍGUEZ GONZÁLEZ, R. M. (2006). Estudio palinológico de muestras del Culm de Los Pedroches al norte del Batolito de Los Pedroches. Informe para el IGME, inédito.
- RODRÍGUEZ NUÑEZ, V. M.; GUTIERREZ-MARCO, J.C. y SARMIENTO, G. (1989). Rasgos bioestratigráficos de la sucesión Silúrica del Sinclinal del Guadarranque (Prov. De Cáceres, Badajoz y Ciudad Real). *Coloquios-Paleontología*, 42: 82-105.
- RODRÍGUEZ PEVIDA, L.; MIRA, M. y ORTEGA, E. (1990). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 833 (Hinojosa del Duque) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2º Serie (MAGNA)*,IGME: 57pp
- RODRÍGUEZ VIDAL, J. y DÍAZ DEL OLMO, F. (1994). Macizo Hespérico Meridional. En.: *Geomorfología de España*. Gutiérrez Elorza (Ed.). Editorial Rueda. Madrid. 101-122.
- ROIZ, J. M. (1979). *La estructura y la sedimentación herciniana, en especial el Precámbrico superior, en la región de Ciudad Real – Puertollano*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid: 254pp
- ROMÃO, J. M., GUTIÉRREZ-MARCO, J. C., RÁBANO, I., OLIVEIRA, J. T. y MARQUES GUEDES, A. (1995). A Formação de Cabeço do Peão (Ordovícico Superior) no sinforma Amêndoа-Carvoeiro (SW da ZCI) e a sua correlação estratigráfica na província mediterrânea. *Memórias do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade do Porto*, 4: 121-126.
- 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 ORDOÑEZ, 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
- SÁEZ MARTÍN, B. (1956). *Noticiario Arqueológico Hispánico III y IV*. Cuadernos 1 y 3, 219-223 y 232
- SAN JOSÉ, M. A. (1983). El complejo sedimentario pelítico-grauquélico. 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. DE; PIEREN, A. P.; GARCÍA HIDALGO, J.F.; VILAS, L.; HERRANZ, P.; PELAEZ, J. R. y PEREJÓN, A. (1990). Ante-Ordovician Stratigraphy of the Central Iberian Zone. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. eds.). Springer-Verlag, Berlin: 147-159
- SAN JOSÉ, M. A. DE; RÁBANO, I.; HERRANZ ARAUJO, P. y GUTIERREZ-MARCO, J.C. (1992). El Paleozoico inferior del SO de la Meseta (Zona Centroibérica meridional). *Paleozoico Inferior de Iberoamérica*, Gutierrez-Marco, J.C., Saavedra, J. y Rábano, I. (eds.): 505-521
- SÁNCHEZ CARRETERO, R., CARRACEDO, M., EGUILUZ, L. y APALATEGUI, O. (1989). El magmatismo calcoalcalino del Precámbrico terminal en la Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico). *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 7-21.
- SÁNCHEZ CARRETERO, R.; EGUILUZ, L.; PASCUAL, E. y CARRACEDO, M. (1990). Part V Ossa Morena Zone. Igneous rocks. In: R.D. Dallmeyer

- y E. Martínez García (eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlín-Heidelberg: 292-313.
- SÁNCHEZ CELA, V. y APARICIO YAGÜE, A. (1969). Estudio petrológico de los afloramientos graníticos de Santa Elena y Linares (Jaén). *Bol. Geol. Min.*, 80(4): 344-351
- SÁNCHEZ PÉREZ, J. M. (1986). *Contribución a la mineralogía, petrología y geoquímica del batolito de Los Pedroches en la transversal de Pozoblanco*. Tesis de Licenciatura Univ. País Vasco: 176 pp.
- SANTAMARÍA, J. (1995). *Los yacimientos de fosfato sedimentario en el límite de Precámbrico-Cámbrico del Anticinal de Valdela-casa (Zona Centro-Ibérica)*. Tesis Doctoral Univ. Autónoma de Barcelona.
- SANTAMARÍA, J. y PARDO ALONSO, M. V. (1994). Las megabrechas del Membrillar y su relación con el sustrato. Precámbrico-Cámbrico de la Zona Centro-Ibérica. *Geogaceta*, 15: 10-13.
- SANTISTEBAN, J. I.; MARTÍN-SERRANO, A. y CARRAL, P. (2013). *Mapa y Memoria del Cuaternario. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Hoja núm. 904 (Andújar)*. IGME
- SANTONJA, M. y QUEROL, M. A. (1989). Paleolítico inferior arcaico de la Depresión del Guadalquivir. *Trabajos de Paleolítico y Cuaternario*, Díaz del Olmo y Vallespí, Universidad de Sevilla, 39-52.
- SANTOS, J. A.; JEREZ, F., y SAINT AUBIN, J. (1991). Estudio sedimentológico de un sector del río Guadalquivir en las proximidades de Andújar (Provincia de Jaén). Los depósitos de la terraza +6 m (T_4). *Estudios Geol.*, 47, 43- 55.
- SANZ DE GALDEANO, C. y VERA J. A. (1992). Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Res.*; 4: 21-36.
- SARMIENTO, G. N. (1990). Conodontos de la Zona Ordovicicus (Ashgill) en la Caliza Urbana, Corral de Calatrava, Ciudad Real. *Geogaceta*, 7: 54-56.
- SARMIENTO, G. (1993). *Conodontos ordovícicos de Sierra Morena (Macizo Hespérico Meridional)*. Tesis Doctoral Univ. Complutense Madrid, 599 pp.
- SARMIENTO G. N. y GUTIERREZ-MARCO J.C. (1999). Microfósiles ordovícicos en olistolitos carboníferos de la cuenca del Guadiato, Adamuz (Córdoba). – *Temas Geológico-Mineros*, ITGE, 26: 580-584.
- SARMIENTO, G. N.; GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. y RÁBANO, I. (1995). A biostratigraphical approach to the Middle Ordovician conodonts from Spain. In Cooper, J.D., Droser, M.L. y Finney, S.E. (Eds.): *Ordovician Odyssey*. Pacific Section Society for Sedimentary Geology, Book 77, 61-64.
- SARMIENTO, G. N.; LEYVA, F.; GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. y DEL MORAL, B. (2000). Conodontos de la Caliza Urbana (Ashgill) de Sierra Morena Oriental (Zona Centroibérica). In: *Resumos I Congresso Ibérico de Paleontología y XV Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología*. J.B. DÍEZ & A.C. BALBINO, Eds. págs. 280-281. Publicações da Universidade de Évora.
- SARMIENTO G. y RODRÍGUEZ NÚÑEZ, V. M. (1991). Conodontos telychenses (Silúrico inferior) del Sinclinal de Guadarranque (Zona Centroibérica, Macizo Hespérico). *Rev. Española de Paleontología*, nº extraord.: 151-156.
- SAUPÉ, F. (1971). La série ordovicienne et silurienne d'Almadén (Prov. de Ciudad Real, Espagne). *Mem.Bur.Rech.Geol.Minières*. Coll. Ordovicien et Silurien; 73: 462. París.
- SAUPÉ, F. (1973). La géologie du gisement de mercure d'Almadén. *Sciences de la Terre*, 29: 1-342
- SCHÄFER, H. J. (1990). *Geochronological investigations in the Ossa-Morena Zone, SW Spain*. Tesis Doctoral, Univ. Zürich, 153 p.
- SCHÄFER, H. J.; GEBAUER, D.; NÄGLER, T. F. y EGUILUZ, L. (1993). Conventional and ion-microprobe U-Pb dating of detrital zircons of the Tentudia Group (Serie Negra, SW Spain): implications for zircon systematics, stratigraphy, tectonics and the Precambrian/Cambrian boundary. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 113: 289-299.
- SIMANCAS, J. F.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; EXPÓSITO, I.; AZOR, A. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (2001). The structure of a major suture zone in the SW Iberian Massif: the Ossa-Morena/Central Iberian contact. *Tectonophysics*, 332: 295-308.
- SIMANCAS, F.; CARBONELL, R.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; PÉREZ ESTAÚN, A.; JUHLIN, C.; AYARZA, P.; KASHUBIN, A.; AZOR, A.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; ALMODÓVAR, G. R.; PASCUAL, E.; SÁEZ, R. y EXPÓSITO, I. (2003). Crustal structure of the transpressional Variscan orogen of SW Iberia: SW Iberia deep seismic reflection profile (IBERSEIS). *Tectonics*, 22 (6), 1062, doi:10.1029/2002TC001479, 2003.
- SOLE SABARÍS, L. (1983). Morfología General de la Península Ibérica. Libro Jubilar J. Mª Ríos. *Geología de España*, IGME. Tomo 2: 589-612.
- SOLÁ, A. R.; WILLIAMS, I. S.; NEIVA, A.M.R. y RIBEIRO, M. L. (2009). U-Th-Pb SHRIMP ages and oxygen isotope composition of zircon from two contrasting late Variscan granitoids, Nisa-Albuquerque batholith, SW Iberian Massif: Petrologic and regional implications. *Lithos*, 111: 156–167.
- TAMAIN, G. (1964). Mise en évidence de mouvements taconiques dans le Sud-Est de la Sierra Morena (Espagne). *C. R. Acad. Sc. París*, T. 258: 977-979.
- TAMAIN, G. (1967). El Centenillo, zone de référence pour l'étude de l'Ordovicien de la Sierra Morena Orientale (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris, serie D*, 267: 389-392
- TAMAIN, G. (1972). *Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne)*. Thèse Univ. Paris Sud (Centre d'Orsay): 870pp
- TAMAIN, G. (1975). El Alcudiense y la Orogénesis Cadomiense en el Sur de la Meseta Ibérica (España). *Bol.R.Soc.Esp.Hist. Nat.(Sec.Geol.)*. Primer Centenario de la R. Soc. Española His. Nat.: 437-464. Madrid.
- TAMAIN, G.; OVTRACHT, A.; CARRE, D.; HELOIR, J. P.; PERAN, M. y POUPOU, G. (1969). L'Ordovicien de la Sierra Morena Oriental (Espagne). *94º Congrès National des Sociétés Savantes, Pau, Sciences*, 11: 175-292

- TAMAIN, G.; POUPE, G.; BROUSSE, R., y OVRACHT, A. (1972). Les niveaux volcaniques "marqueurs" de l'Ordovicien inférieur de la Sierra Morena Orientale (Espagne). *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 77: 495-501.
- TAYLOR, S. R. y MCLENNAN, S. M. (1985). *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford, 312 p.
- TEIXEIRA, C. (1955). *Notas sobre Geología de Portugal: O Complexo xisto-grauváquico ante-ordoviciano*. Empresa Literaria Fluminense, Lisboa, 50 p.
- TEJERO, R.; CARBONELL, R.; AYARZA, P.; AZOR, A.; GARCÍA LOBÓN, J.L.; GONZÁLEZ CUADRA, P.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; JABALOY, A.; MANSILLA, L.; MARTÍN PARRA, L. M.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; MATAS, J.; PALOMERAS, I.; PÉREZ ESTAÚN, A. y SIMANCAS, J.F. (2008). The ALCUDIA Seismic Profile: an image of the Central Iberian Zone (Southern Iberian Variscides, Spain). *Geo-Temas*, 10: 283-285.
- VALLADARES, M. I.; BARBA, P.; UGIDOS, J. M.; COLMENERO, J. R. y ARMENTEROS, I. (2000). Upper Neoproterozoic-Lower Cambrian sedimentary successions in the Central Iberian Zone (Spain): sequence stratigraphy, petrology and chemostratigraphy. Implications for the other European zones. *Int. J. Earth Sci.*, 89: 2-20.
- VALLADARES, M. I.; BARBA, P. y UGIDOS, J. M. (2002). Precambrian. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds.). Geol. Soc. (London), 7-16.
- VALLESPI, E.; ÁLVAREZ, G.; AMORES, F. y ESCACENA, J. L. (1982). Complejos de cantes tallados y bifaces en el Bajo Guadalquivir: perspectivas de su estudio. *GETC, Univesidad de Sevilla*, 79-94.
- VALLESPI, E.; DÍAZ DEL OLMO, F.; ÁLVAREZ, G. y VALLESPI GARCÍA, E. (1988). Secuencia paleolítica del Bajo Guadalquivir. *Revista de Arqueología*, 82, 9-17.
- VALVERDE VAQUERO, P.; MATAS, J.; MARTÍN PARRA, L. M. y DÖRR, W. (enviado). U-Pb dating of the Neoproterozoic Valsequillo granite: a clue for an "old" Serie Negra in the Obejo-Valsequillo Domain. Enviado a *Geologica Acta*.
- VAN ZUIDAM-CANCELADO, F. I. (1989). *Desarrollo morfológico de la cuenca del río Aljucen y sus alrededores inmediatos, Extremadura, España. Una hipótesis del desarrollo de planaciones*. Proefschrift (tesis doctoral) Faculteit dez Ruimtaliske wetenshappn (Physical Geography): Universiteit Utrecht. Nederland. 243 pp.
- VÁZQUEZ, M.; JIMÉNEZ MILLÁN, J.; NIETO, F.; VELILLA, N.; AZOR, A.; MARTÍNEZ POYATOS, D.J. y MARTÍN PARRA, L. M. (2002). Caolinita retrohidrotermal en la Zona de Cizalla de La Carolina (Sierra Morena Oriental, Zona Centroibérica, Macizo Ibérico meridional). *Bol. R. Soc. Esp. de Mineralogía*, 25: 101-102.
- VEGAS, R. (1970). Formaciones precámbricas de la Sierra Morena occidental. Relación con las series anteordovícicas de Almadén, Don Benito y Cáceres. *Estudios Geológicos*, 26: 225-231.
- VEGAS, R. (1971). Geología de la región comprendida entre la Sierra Morena occidental y las sierras del N de la provincia de Cáceres (Extremadura española). *Bol. Geol. Min.*, 82: 351-358.
- VEGAS, R. y RINCÓN CALERO, 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, pp. 31-34.
- VERA, J. A. (1988). Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de las cordilleras Béticas. *Rev. Soc. Geol. España*; 1: 373-391.
- VERGÉS, J. (1983). Estudio del complejo vulcano – sedimentario del Devónico superior y de la estructura de la terminación oriental del Sinclinal de Almadén (Ciudad Real). En: *Geología de España, Libro Jubilar de J.M. Ríos* (Comba J.A. ed.) IGME, 3
- VIDAL, G.; JENSEN, S. y PALACIOS, T. (1994a). Neoproterozoic (Vendian) ichnofossils from Lower Alcudian strata in central Spain. *Geol. Mag.*, 131: 169-179
- VIDAL, G.; PALACIOS, T.; GÁMEZ-VINTANED, J. A.; DÍEZ BALDA, M. A. y GRANT, S.W.F. (1994b). Neoproterozoic-early Cambrian geology and palaeontology of Iberia. *Geol. Mag.*, 131: 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.
- VIGUIER, C. (1974). *Le Neogène de l'Andalousie nord-occidentale (Espagne). Histoire géologique du Bassin du Guadalquivir*. Th. d'Etat, Univ. Bordeaux, 435 pp
- 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.
- VILLAS, E. (1992). New Caradoc brachiopods from the Iberian Chains (Northeastern Spain) and their stratigraphic significance. *Journal of Paleontology*, 66, 772-793.
- VILLAS, E. (1995). Caradoc through Early Ashgill brachiopods from the Central-Iberian Zone (Central Spain). *Géobios*; 28: 49-84.
- VILLAS, E.; LORENZO, S. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1999). First record of a Hirnantia Fauna from Spain, and its contribution to the Late Ordovician palaeogeography of northern Gondwana. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 89: 187-197.
- 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*, vol. 29.
- 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.
- WINCHESTER, J. A. y FLOYD, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology*, 20 (4), p. 325-343.

