



MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



SILES

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

SILES (865)

La presente Hoja y Memoria (Siles-865) ha sido realizada, durante los años 1998 a 2001, por el IGME, INIMA, S.A y la ETSIM, bajo normas, dirección y supervisión del IGME habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Autores:

Cartografía Geológica y Memoria

M.I.Benito Moreno (Prebético) (IGME)
J. Fernández-Gianotti Branca (Prebético) (IGME)
F. Leyva Cabello (Paleozoico) (INIMA, S.A)
J. Matas González (Paleozoico) (INIMA, S.A)
B. Núñez-Lago Polo (Triásico Tabular) (ETSIM)
T. Torres Pérez-Hidalgo (Triásico Tabular) (ETSIM)
F. Nozal Martín (Cuaternario) (IGME)

Cartografía geomorfológica y Memoria

F. Nozal Martín (IGME)

Sedimentología

J.J.Gómez Fernández (Jurásico: Estudio y Memoria)

Hidrogeología

A.Gonzalez (En Mapa Geológico y Memoria) (IGME)

Paleontología

Micropaleontología: L. Granados (IGME)
MacroPaleontología: J.C.Gutierrez Marco (Paleozoico)

Dirección y supervisión:

J.Fernández-Gianotti Branca (IGME)

Edición:

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

Í N D I C E

1.	INTRODUCCIÓN	5
1.1.	SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS	5
1.2.	MARCO GEOLÓGICO	5
2.	ESTRATIGRAFÍA	6
2.1	PALEOZOICO	6
2.1.1.	Ordovícico	7
2.1.1.1.	Pizarras negras (5). Tramo volcanoclastico de carácter básico (5vb). "Pizarras del Río" Arenigiense Superior-Llandeilo (Dobrotiviense).....	8
2.1.1.2.	Areniscas cuarcíticas, cuarcitas y pizarras (6). Alternancia "El Cañó". Dobrotiviense Inferior.....	9
2.1.1.3.	Pizarras azuladas, limolitas gris oscuro y areniscas cuarcíticas (7). "Pizarras Guindo". Llandeiliense (Dobrotiviense Inferior terminal. Dobrotiviense Superior).....	10
2.1.1.2.-	Ordovícico Superior	12
2.1.1.2.1.	Cuarcitas y areniscas cuarcíticas ferruginosas (8). "Cuarcitas Botella". Llandeiliense Superior-Caradoc Inferior	12
2.1.1.2.2.	Pizarras y limolitas gris verdoso a amarillento (9). "Pizarras Cantera". Caradoc Inferior y Medio.....	13
2.1.1.2.3.	Areniscas, cuarcitas y pizarras verde grisaceo a amarillento (10). "Bancos mixtos". Caradoc Terminal-Ashgill Inferior.....	14
2.1.1.2.4.-	Areniscas cuarcíticas y pizarras de grano medio-grueso con fragmentos de cuarcita (11a). Ashgill terminal (Hirnantiente).....	16
2.1.1.2.5.-	Pizarras gris oscuro a negras con fragmentos de cuarcitas (11). "PIZARRAS CHAVERA". Ashgill terminal. Hirnantiente.....	17
2.1.2.-	Silúrico	18
2.1.2.1.-	Cuarcitas de grano medio a fino y areniscas cuarcíticas blanco a grisáceo (12). "Cuarcita De Criadero". Llandovery.....	18
2.1.2.2.-	Pizarras negras y ampelitas (13). Llandovery superior-wenlock inferior.....	19
2.1.2.3.-	Areniscas, cuarcitas, limolitas y pizarras grises a pardas (14). Silúrico superior (wenlock superior) - Devónico inferior.	20
2.1.3.-	Devónico	20
2.1.3.1.-	Devónico Inferior	20
2.1.3.1.1.-	Areniscas y areniscas cuarcíticas de grano medio a grueso blanco amarillentas. Intercalaciones de capas de areniscas ferruginosas y oolíticas rojo vinosas (15) "Cuarcita Principal" o "Cuarcitas del Risquillo". Lockoviense-Praguivense.....	20
2.1.4.-	Devónico sup.-carbonífero inf.	23
2.1.4.1.-	Pizarras negras, areniscas y cuarcitas (16) Dev.Superior.-Carb. Inferior.....	23
2.2.-	MESOZOICO	23
2.2.1.-	Triásico	23
2.2.1.1.-	Arcillas, arenas y limos de color rojo, verde y rosa (17). Areniscas blancas, rosadas y rojas (17a). Triásico.....	23
2.2.1.2.-	Calizas y dolomías laminadas y tableadas grises y gris verdosas con bivalvos. (18) Triásico.....	24
2.2.2.-	Jurásico	24
2.2.2.1.-	Dolomieritas estratificadas con intercalaciones arcillosas y margas grises (19) – "Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas" (Lias)	25
2.2.2.2.-	Dolosparitas de color gris blanquecino (20) y Calizas estratificadas blanquecinas, mayormente oolíticas (21) -Formación Carbonatada de Chelva (Dogger).....	27
2.2.2.3.-	Ritmata calcarea gris y calizas micríticas o dolomías a techo (22) –(Formación Ritmita calcárea de Loriguilla) (Malm).....	29
2.2.2.4.-	Dolomías de grano grueso y color gris (23). Formación Calizas con oncolitos de Higueruelas (Kimmeridgiense)	29
2.2.3.-	Cretácico	31
2.2.3.1.-	Calizas grises oscuras, lacustres (24). Barremiense-Aptiense inferior.....	31
2.2.3.2.-	Arenas blancas y arcillas versicolores (25).....	31
2.2.3.3.-	Dolomías blanco amarillentas microcristalinas estratificadas (26). Senomaniense-Turoniano	31
2.2.3.4.-	Calizas estratificadas y tableadas color gris claro a beige (27). Senoniense	31
2.3.-	TERCIARIO	32
2.3.1.-	Calizas marinas gris-beige claras masivas, a veces estratificadas (28). Mioceno	32
2.3.2.-	Conglomerados (29). Plioceno	32
2.4.-	CUATERNARIO	32
2.4.1.-	Bloques, cantos, arenas y limos. (30) Deslizamientos y (31). Coluviones. Pleistoceno-Holoceno	32
2.4.2.-	Conglomerados, arenas y limos (32). Glacis, abanicos. Pleistoceno-Holoceno. Conglomerados, arenas y limos arcillosos (34). Conos de derrumbe. Holoceno	32
2.4.3.-	Cantos, limos y arcillas (33). Terrazas. Pleistoceno-Holoceno	32
2.4.4.-	Cantos, gravas, arenas y limos (35). Fondo de valle. Holoceno	32
3.-	PETROLOGÍA	33
3.1.	ROCAS IGNEAS	33
3.1.1.	Rocas filonianas	33
3.1.1.1-	Rocas básicas (1)	33
3.1.1.2.-	Pórfido granítico (2)	33
3.1.1.3.-	Cuarzo (3)	34
3.1.2.-	Rocas plutónicas	34
3.1.2.1.-	Granito de tendencia porfidica (4)	34
3.2.	METAMORFISMO	35
3.2.1.-	Metamorfismo regional	35

3.2.2.- Metamorfismo estático.....	35
3.2.2.1.- Metamorfismo de contacto	35
4. GEOMORFOLOGÍA	36
4.1. DESCRIPCION FISIOGRAFICA	36
4.2 ANTECEDENTES	37
4.3 ANALISIS GEOMORFOLÓGICO	37
4.3.1.- Estudio morfoestructural.....	37
4.3.2.- Estudio del modelado y formaciones superficiales.....	38
4.3.2.1.- Modelado endógeno	38
4.3.2.2.- Modelado exógeno	39
4.3.2.3.- Formaciones superficiales.....	44
4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA	45
4.5. MORFODINÁMICA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIA FUTURA.....	46
5. TECTÓNICA.....	47
5.1. INTRODUCCIÓN.....	47
5.2. ESTRUCTURA DEL PALEOZOICO	48
5.2.1.- Tectónica prehercínica	49
5.2.2.- Tectónica hercínica	49
5.2.2.1.- Primera etapa de deformación hercínica	49
5.2.2.2.- Segunda etapa de deformación hercínica	51
5.2.2.3.- Tercera etapa de deformación hercínica	54
5.2.2.4.- Etapas de fracturación tardihercínica	54
5.2.2.5.- Edad de las etapas de deformación hercínicas	55
5.2.3.- Deformación alpina.....	56
5.3. ESTRUCTURA DEL PREBÉTICO EXTERNO Y COBERTERA TABULAR	56
6. HISTORIA GEOLÓGICA	57
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	60
7.1. RECURSOS MINERALES	60
7.1.1.- Minerales metálicos y no metálicos	61
7.1.2.- Rocas industriales	61
7.2. HIDROGEOLOGÍA.....	61
7.2.1.- Climatología	61
7.2.2.- Hidrología superficial	61
7.2.3.- Características hidrogeológicas	62
8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	65
9. BIBLIOGRAFIA	66

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS

El territorio ocupado por la hoja de Siles se encuentra en el extremo norte de la Sierra de Segura correspondiendo la mayor parte a la Provincia de Jaén, salvo el ángulo noreste que está en la Provincia de Albacete y unos pocos km² del ángulo noroeste que pertenece a la provincia de Ciudad Real. Está comprendida entre los meridianos de 2° 51'10",7 y 2° 31'10",8 y los paralelos de 38° 30' 04",7 y 38° 20' 04",7. Gran parte del área de la hoja se encuentra situada dentro del parque Natural de Las Sierras de Cazorla, Segura y Las Villas.

Los dos tercios surorientales de la hoja tienen un relieve abrupto con grandes contrastes altimétricos entre las cumbres de las alineaciones montañosas y los fondos de las depresiones, oscilando entre los 1000-1500m de los relieves más alto y los valles intercalados con cotas entre 740 y 520m. El tercio noroccidental muestra una topografía moderada con altitudes entre 700-800m.

La red fluvial se encuentra bien desarrollada perteneciendo a la cuenca del Guadalquivir. El Guadalimar cruza la Hoja en sentido NE-SO, teniendo como afluentes al Río Onsares y el arroyo del Gavilán por la derecha y al Río Frio, el Carrizas, el arroyo de los Molinos y los Ríos Morles y Trujala, por la izquierda.

En el tercio noroccidental de la Hoja el drenaje se organiza en torno al Río Guadalmena.

El clima de esta zona es de tipo Mediterráneo Continental con cierta tendencia a la aridez, con una temperatura media anual de 10,5°C, con amplitud de variación de -10° a +37° C, correspondiendo el régimen anual a su carácter continental, con mínimas en invierno, y lento aumento hasta Abril, para alcanzar el máximo en Julio-Agosto. Las precipitaciones medias anuales oscilan entre los 500 y 700 mm; registrándose los valores más altos hacia los bordes sur y oriental, debido al relieve de las Sierras.

La vegetación de estas zonas está constituida por matorral con arbollado y antiguas repoblaciones de pinos. En las vegas de los principales ríos y arroyos aparecen plantaciones de chopos. El cultivo más representativo de la zona es el olivar, que tapiza sobre todo las laderas de las sierras.

Los núcleos urbanos más importantes son Siles, La Puerta del Segura, Puente de Génave, Villarrodrido, Torres de Albánchez, Génave y Benatae. Siendo la esquina NO la zona más despoblada, dado que corresponde a grandes fincas dedicadas a la caza mayor.

La carretera nacional N-322 Jaén-Albacete es la vía de comunicación más importante de la hoja. Además hay un entramado de carreteras autonómicas y vecinales que comunican las diferentes localidades, así como una densa red de caminos vecinales, pistas agrícolas y forestales afirmadas.

Los recursos económicos de la zona se deben básicamente al olivar siguiéndole en importancia las explotaciones forestales y la ganadería ovina-caprina y porcina. También son importantes económicamente los incipientes polígonos industriales ubicados en las tres poblaciones importantes, y el sector hostelero para captar el turismo, dada la belleza paisajística de la zona.

1.2. MARCO GEOLÓGICO

La hoja de Siles se localiza en el límite de dos grandes unidades geológicas: El Macizo Ibérico y la Cordillera Bética. Es así que en el ángulo noroeste de la hoja aflora el *Paleozoico de la Meseta*, con una orla, hacia el sureste, de Mesozoico, que constituye la *Cobertera Tabular de la Meseta* y finalmente en la mitad sureste aparecen las *Zonas Externas de la Cordillera Bética*.

El *Paleozoico de la Meseta* aflorante en la hoja de Siles corresponde a las últimas estribaciones de Sierra Morena, pertenecientes al Macizo Ibérico y encuadrables en la Zona Centro Ibérica (Z.C.I.). El registro sedimentario ha proporcionado datos cronoestratigráficos precisos que permiten atribuir estas series al Hiperciclo Postcámbrico, SAN JOSÉ et al. (1990) y (1992), del cual, en el ámbito de estudio, se han determinado materiales del superciclo inferior que abarca una cronología desde el Ordovícico Inferior al Devónico Inferior, y de forma muy reducida, pero con un reseñable interés geológico, materiales del superciclo superior de edad Carbonífero Medio y Superior. Ambos superciclos están separados por una discordancia (Límite de Tipo I).

Los materiales paleozoicos principalmente silicilásticos, están estructurados por la Orogenia Hercínica, con desarrollo generalizado de plegamiento, esquistosidad y metamorfismo. En fases tardihercínicas o alpinas se desarrollan varias etapas de fracturación frágil. El análisis estructural ha permitido identificar, en la Hoja, las principales fases o etapas dúctiles de la Orogenia Hercínica establecidas para toda la Zona Centroibérica. Tiene especial relevancia el reconocimiento en la zona de la segunda fase hercínica de la Zona Centroibérica, caracterizada por una deformación en bandas de cizalla que se producen en un episodio extensional del Orógeno. Los escasos materiales igneos son de tipo subvolcánico, y están ligados a etapas tardías hercínicas.

Fuera de ámbito de estudio, aunque en la proximidad de su límite meridional, Hoja nº 886 (Beas de Segura), afloran los materiales del Carbonífero Inferior en Facies Culm, encuadrables en el superciclo por los criterios metodológicos aplicados en sus trabajos, Código de Nomenclatura Estratigráfica (A.C.S.N., 1961), han utilizado, por lo general, las unidades litológicas informales como base fundamental en la organización y descripción del registro sedimentario aflorante.

La Cobertura Tabular de la Meseta forma una orla al sureste del Macizo Ibérico. Dentro de la hoja de Siles se han diferenciado las facies detríticas rojas de edad Triásica y muy escasos afloramientos de la plataforma carbonatada de edad Jurásico Inferior-Medio. Esta unidad es discordante (límite de Tipo I) sobre los materiales paleozoicos del Ciclo Hercínico y en general, se encuentra subhorizontal, por lo que informalmente ha sido denominada, hacia el norte, “Plataforma estable de Albacete”.

De las Zonas Externas Béticas, la más septentrional es la que aflora en el ámbito de esta hoja. Se trata de la zona Prebética. En este sector de la actual cordillera Bética se depositaron, durante el Mesozoico y Terciario mayoritariamente sedimentos marinos someros, con episodios continentales, de forma análoga a las regiones adyacentes de la Cordillera Ibérica y el área formada por la Cobertura Tabular. El Prebético está dividido, desde los primeros trabajos realizados por AZEMA et al. (1979) y GARCIA HERNANDEZ et al. (1980) en dos unidades tectónicas, a la vez que subdominios paleogeográficos: Prebético Externo y Prebético Interno.

Por el borde norte de la hoja de Siles pasa la falla del Bellotar, que es la continuación occidental de la falla de Socovos-Río Mundo, la cual constituye un límite importante dentro del Prebético. En la hoja de Siles la Unidad morfoestructural del *Prebético Externo de la Sierra de Cazorla y Alcaraz* definida por VERA, J.A. et al. (2004) constituye un amplio sector de dirección NE-SO y tiene unas peculiaridades muy significativas, dado que, en la mayor parte de la hoja de Siles su estructura se corresponde con una tectónica muy simple de basculamiento de bloques y suaves plegamientos, si bien hacia el norte de la falla del Bellotar y hacia el sur de otra importante falla, que pasa por la Puerta de Segura, se estructura en una imbricación de cabalgamientos vergentes hacia el exterior del orógeno. Desde el punto de vista estratigráfico el Prebético Externo presenta importantes lagunas en el Jurásico Superior, en el Cretácico y en el Paleógeno.

La Unidad morfoestructural del *Prebético de las Sierras de Segura (Prebético Interno)*, en la hoja de Siles, aparece en el sector sureste, donde, hacia las hojas vecinas de Yeste (865) y Yetas (888), se encuentran el Calar del Mundo y el Calar de la Sima. En esta Unidad la estructura dominante es de pliegues, fallas inversas y desgarres de dirección NNE-SSE y presenta una estratigrafía más completa del Jurásico superior, Cretácico y Paleógeno.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1 PALEOZOICO

Los afloramientos de Sierra Morena oriental muestran un registro sedimentario encuadrable en el Hipercírculo Postcámbrico. SAN JOSÉ, M.A. et al. (1990) y (1992) que abarca desde el Ordovícico Inferior al Carbonífero Superior. Aunque regionalmente se ha establecido que en la Z.C.I. el límite entre el Hipercírculo Anteordovícico y el Postcámbrico es una discontinuidad estratigráfica estructurada en una o varias discordancias sucesivas (límites de Tipo I), dentro del área de la Hoja, en los sedimentos más antiguos aflorantes atribuidos al Ordovícico Inferior, no se ha observado su base y, por tanto, no puede establecerse tal relación estratigráfica.

El Paleozoico, de acuerdo con lo expresado en los párrafos anteriores, se va a describir por unidades litoestratigráficas formales y su consiguiente referencia cartográfica, aunque se aludirá en un intento de integración a las distintas denominaciones atribuidas a cada una de estas unidades en el ámbito cuencal. Por último, se realizará una propuesta de división del registro sedimentario en secuencias deposicionales.

A nivel regional, el hipercírculo Postcámbrico comienza con los depósitos de la Formación de Base, TAMAIN, G. (1972), la Cuarcita Armicana y Capas Pochico. Estas formaciones no afloran en esta Hoja, comenzando el registro paleozoico con los materiales atribuidos a las Pizarras del Río.

El resto de las formaciones que conforman el registro estratigráfico de la serie paleozoica, tienen amplia representación en el ámbito de la Hoja y en su definición se utilizaría las denominaciones formalmente propuestas por SAN JOSÉ, M.A. et al. (1990) y (1992) y PARDO ALONSO, M.V. et al. (1984) y (1996) y que en síntesis podemos resumir como sigue:



En el ámbito de la Hoja y su entorno próximo son reseñables una serie de cuestiones, en unos casos de índole estratigráfica y en otros tectonoestratigráfica, que pueden sintetizarse en los siguientes puntos:

A) El afloramiento de dos series atribuidas al Carbonífero con litología muy distinta. En tanto que en el ámbito de la Hoja nº 886 (Beas de Segura) se cartografián materiales cuya litología, estructura y organización sedimentaria son propios de las facies Culm y el contenido palinológico indica una edad aproximada de Carbonífero Inferior; al noreste de la Hoja nº 864 (Venta de los Santos), se han localizado unos afloramientos de tamaño reducido, en los que se observa cómo unos materiales, esencialmente detritico groseros (conglomerados, areniscas y escasas pizarras), están en discordancia con el paleozoico subyacente pero a su vez afectados por estructuras hercínicas tardías. El contenido palinológico ha permitido atribuirles una edad Carbonífero Superior.

B) En los límites de esta Hoja con la nº 864 (Venta de los Santos), existe una banda de amplitud kilométrica y dirección aproximada Este-Oeste, en la cual las series aflorantes muestran un grado metamórfico elevado y una tectonización intensa. En esta banda, a las series definidas en cartografía, se les ha dado una atribución cronoestratigráfica en razón de su litología comparada con el registro paleozoico no metamórfico aunque, como resulta evidente, en algunos sectores de tectonización muy intensa y alto metamorfismo esta atribución se hace a título tentativo.

2.1.1.- Ordovícico

En esta Hoja se pueden diferenciar todas las formaciones descritas en la Z.C.I. meridional.

2.1.1.1.-Ordovícico medio

Como se ha descrito con anterioridad en el ámbito de esta Hoja no afloran las formaciones arenosas del Ordovícico Inferior, aunque si lo hacen en sectores muy próximos de la Hoja nº 840 (Bienservida) en continuidad tectoestratigráfica con las series aflorantes en esta Hoja.

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

Este registro sedimentario ha sido conocido y descrito desde el siglo pasado como “Capas con Tristani”, GUTIÉRREZ MARCO, J.C. et al. (1984a). En la Z.C.I. se han determinado más de 250 taxones de trilobites, graptolitos, braquíopodos, moluscos, ostrácodos, equinodermos, briozos, quitinozoos, aciculados, icnofósiles, etc.

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

SAN JOSÉ, M.A. et al. (op.cit.) recoge esta denominación en un cuadro de correlación integrando las unidades litológicas con carácter más extensivo en la Z.C.I. y proponiendo formalmente unas formaciones para la Z.C.I. meridional que será la aquí utilizada.

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

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

- Pizarras del Rio, cuyos sinónimos más conocidos en la Z.C.I. son “Pizarras de las Alisedas” y “Pizarras de Navatrasierra” s.str.
- Altermancias “El Caño”, también descritas como “Cuarcitas Inferiores” o “Areniscas de los Rasos”.
- Pizarras Guindo, correlacionables con las Pizarras de Valdemorillo y las Pizarras de Navalceite.
- Cuarcitas Botella, descritas en bibliografía con las denominaciones de Cuarcitas de Canteras, Cuarcitas de La Cierva y Areniscas de Retuerta.

2.1.1.1.- Pizarras negras (5). Tramo volcanoclastico de carácter básico (5vb). “Pizarras del Rio” Arenigense Superior-Llandeilo (Dobrotivicense)

Los materiales atribuidos a esta formación tienen una buena representación cartográfica en el vértice noroccidental de la Hoja. Y se reconocen, con afloramientos de excelente calidad, a lo largo del Arroyo de las Peñas y del Gavilán desde su confluencia con el Río Guadalmena en su margen derecho.

Esta sucesión pizarrosa ha recibido distintas denominaciones, de índole local o regional, en la Z.C.I. entre las que cabe reseñar las de: Pizarras de Correderas, RITCHER, P. (1967), BUTEWEG, P. (1968), “Pizarras con *Calyptena tristans*”, REDLIN, K. (1955), “Pizarras con *Neusertetus*”, “Pizarras de Navatrasierra”, “Pizarras de las Alisedas”, etc., GUTIÉRREZ MARCO, J.C. et al. (op.cit.), RÁBANO, I. (1990), SAN JOSÉ, M.A. et al. (op.cit.).

Las malas condiciones de afloramiento y la complejidad estructural que normalmente muestra esta formación, dificulta en gran medida dar una potencia aproximada, así como evaluar sus previsibles cambios laterales. En esta área, las estimaciones realizadas proporcionan un espesor promedio de 700 m.

En el ámbito regional se describe que, el tránsito con las Capas Pochico infrayacentes es bastante rápido y en muchos casos el cambio litológico es brusco, marcando un contraste morfológico neto con sus bancos cuarcíticos superiores.

En esta hoja se ha observado que esta potente sucesión está constituida, en su mayor parte, por un acúmulo masivo de lutitas y fangolitas de color negro a gris azulado (pizarras), en las cuales difícilmente se aprecian planos de estratificación. Una observación detallada, permite diferenciar dentro de esta facies paquetes alternantes en los cuales los planos de estratificación vienen definidos por láminas de limolitas y/o areniscas de grano muy fino, de colores gris blanquecino o negro, en las que puede observarse morfología de ripples en trenes continuos (“starved ripples”) o bien aislados (“linsen”). En esta subsuperficie, son frecuentes los microeslumpamientos y la inmersión diagenética de los linsen que da origen a seudonódulos aislados en las pelitas, cuyo núcleo son los “load casted”.

Esta subsuperficie microbandeada tiene una presencia importante en esta formación, tanto a muro como a techo y en ámbitos locales, está en relación paritaria con las pizarras negras masivas s.str., tal como se observa en el tramo de techo aflorante en el río Guadalmena aguas arriba del Molino del Macayo.

Otra subsuperficie característica dentro de la común, podría denominarse como pizarras con nódulos. En este caso son lutitas y fangolitas negras y masivas en las cuales hay nódulos centímetros a decimétricos que aparecen dispersos o en horizontes con extensión lateral decamétrica o bien en niveles de espesor decimétrico con aspecto de “pebbly mudstone”.

Estos nódulos tienen litologías variadas desde pelítico-silíceas a siderolíticas. En cualesquier de ellas el núcleo puede ser o bien un resto fósil (braquiópodo, trilobites, etc.), o bien cristales idiomorfos de sulfuros.

A estos nódulos se les da un origen diagenético temprano y en algún caso, sinesedimentario, BLATT, H. et al. (1972), relacionados con la precipitación directa de geles silíceos y en su caso carbonatado ferroso en cuena profunda. La diagénesis precoz de estos precipitados ocasiona la formación de estos nódulos. Los niveles decimétricos tendrían que explicarse por un fenómeno continuado en el tiempo de precipitación de geles o bien por un lavado y acúmulo posterior por acción de corrientes traxtivas.

Finalmente, como minoritarias dentro de esta formación, pueden reseñarse las facies heterolíticas en las que cabe distinguir dos subsuperficies con características bien definidas.

La más extendida y normalmente asociada a las microbandeadas, se estructura en secuencias elementales de orden centimétrico a decimétrico de grano decrecientes y constituida por areniscas cuarcíticas de grano fino a muy fino, limolitas y lutitas de color que varía del gris oscuro a azulado. La relación arena+limo/lutita es muy inferior a la unidad.

En esta secuencia elemental de carácter turbidítico en el término arenoso se observa laminación paralela o laminación de ripples y su espesor raramente sobrepasa los 5 cm. Su geometría es de base plana y techo ondulado. En algún caso, las secuencias arenosas de mayor espesor muestran un término inferior constituido por lumaquelas de fósiles.

Las limolitas aparecen en láminas milimétricas con laminación paralela de “shear sorting”, alternando entre láminas de fangolita.

El término de las lutitas negras o azuladas tiene un aspecto masivo, conteniendo a veces micronódulos de núcleo arenoso (posibles *linsen*), abundantes cristales idiomorfos de pirita y escasas bioturbaciones.

Finalmente, dentro de la facies heterolítica hay afloramientos de un tramo con espesor métrico (3 a 10 m) y extensión lateral kilométrica, que se ha cartografiado y está constituido por areniscas (tramo volcanoclastico - **vb**) de grano grueso a fino y color gris a amarillento verdoso. Normalmente se observan como un resalte morfológico continuo en los tramos superiores de la formación.

Su constitución es enormemente variable. El predominio corresponde a las volcanoarenitas de grano medio a fino gradados en secuencias del grupo de los hummocky (H.C.S.), WALKER, R.G. (1984) decimétricas de tipo BPHX y PHX amalgamadas, con geometrías plano paralelas, si bien en algún punto se ha observado irregularidades en la base, correspondientes a "scours". Los granos volcánicos y clastos volcanoclasticos son de composición básica, la escasa matriz es clorítico-caolinitica y el cemento mixto silíceo y ferruginoso. Hacia techo de este tramo volcanoclastico hay un banco compacto, gris oscuro, de aspecto masivo y espesor métrico constituido por limolitas y fangolitas micáceas, en las que difícilmente se identifican planos de capa. Estos intervalos masivos se caracterizan por la presencia de estructuras de escape de agua ("dish and pillar") y de carga e inyección. Asimismo, suelen tener abundantes restos fósiles.

Además de las características petrográficas ya descritas, en las muestras estudiadas en esta formación, es llamativa la presencia sistemática de "blastos" con tamaño arena media-fina y composición clorítica. Tanto la abundancia como la coloración de estos "blastos" en la facies lutítico-limolíticas, que es la predominante en las "Pizarras del Río", como la presencia de materia orgánica, son posiblemente la causa de su color azulado.

El modelo genético para el conjunto de esta formación, puede establecerse a partir de unos puntos básicos que pueden resumirse como sigue:

- a) Prácticamente las secuencias descritas tienen una ausencia total de ripples de ola.
- b) Predominio de depósitos con estructuración interna en base a secuencias de origen turbidítico.
- c) Capas y tramos con estructuras "hummocky" (H.C.S.), de espesores centimétricos a decimétricos, normalmente desprovistas de sus intervalos basales y de techo (amalgamadas).

Todo ello parece indicar que el sistema deposicional aplicable sería el de una plataforma siliciclastica sometida al efecto de las tormentas, en áreas de offshore. En esta plataforma, la actividad volcánica de carácter básico es importante, al menos en su tramo de techo.

Los paquetes o tramos con predominio de las litarenitas son los depósitos del offshore proximal ("offshore transition") tal como parece indicar la ausencia de "ripples de ola" y las H.C.S. con espesores reducidos y desprovistos de intervalos basales o bien con acúmulos de restos fósiles. El material removilizado por la tormenta evoluciona pendiente abajo originando las corrientes de turbidez que depositan el material transportado en el offshore distal. En su conjunto, este registro sedimentario constituirá el S.S.T. ("Self-margin system tract") profundo de la Secuencia Depositional (SD), con la que comienza el Ordovícico Medio.

Aunque en el ámbito regional (Z.C.I.), una de las características reseñables de esta formación es la abundancia de restos fósiles, en esta Hoja, la unidad ha proporcionado escasos yacimientos con contenido paleontológico de relevancia. El más destacable se encuentra en la vecina Hoja de Bienservida (840) en la carretera del Moralico a Albadalejo a su paso sobre el río Guadalmena con una fauna representativa del Oretaniense Superior Temprano, con lo cual puede confirmarse en esta área que, tal como se ha definido en el ámbito regional, las Pizarras del Río aunque su base sea Arenig terminal, la mayor parte de su espesor es de edad Oretaniense.

2.1.1.2.- Areniscas cuarcíticas, cuarcitas y pizarras (6). Alternancia "El Caño". Dobrotiviense Inferior

Esta Unidad aflora en el sector del río Guadalmena y en las series de la carretera local del Moralico a Albadalejo se ha estimado una potencia de 350 m.

Esta formación, se caracteriza por una monótona alternancia de areniscas y lutitas (pizarras). El color varía de gris verdoso en los siliciclasticos de grano muy fino a crema grisáceo en las areniscas. En esta alternancia se intercalan cuerpos areniscas cuarcíticas de grano medio-fino de espesor métrico a decamétrico y extensión lateral kilométrica.

Las facies mayoritarias son, por tanto las heterolíticas, en las cuales pueden distinguirse las subfacies siguientes:

- I) Las areniscas cuarcíticas en bancos y cuerpos de espesor métrico constituyen la facies litológica más llamativa. Son de grano medio a fino y color gris amarillento en secuencias con estructuras hummocky (H.C.S.), normalmente de tipo BPHM y BPH, de orden métrico separadas por láminas o capas milimétricas de siliciclasticos de grano muy fino o amalgamadas, con un contacto muy neto entre las areniscas y las lutitas del término M.

Es muy frecuente en la base de estas secuencias la presencia de marcas de corriente, esencialmente "prod" y "bounce" y menos frecuentes "flute", "cast".

- II) La facies litológica más común en esta formación son secuencias H.C.S. de orden decimétrico (30 a 50 cm) y de tipo PHXM y PHM. En las secuencias con término M, el tránsito es menos neto que en el grupo de facies anterior mostrando estratificación linsen-flaser. La longitud de onda de los "hummocks" varía entre 80 y 125 cm. En general, la relación arena/lutita está próxima a la unidad.

Facies PHXM, con techos espectaculares de ripples, pueden ser observadas a lo largo de la carretera del Moralico a Albadalejo.

En la estructuración general de esta formación, hacia los tramos de techo, las facies anteriormente descritas pierden el término inferior B y reducen el espesor del P, a la vez que desaparecen los superiores X y M, produciéndose una amalgamación de capas decimétricas a métricas, con morfología ondulada y cuya estructura más visible es la “hummocky”. Estas barras de areniscas cuarcíticas de espesores métricos a decamétricos pueden alcanzar extensiones kilométricas.

III) Las constituidas por secuencias elementales de espesor centimétrico a decimétrico, con estructuración interna asimilable a las facies turbidíticas (C_2 y D_1) en el sentido de MUTTI, E. (1979) y (1992). La relación arena/lutita ≈ 1 .

IV) Las constituidas por secuencias elementales de orden centimétrico a milimétrico con términos en arena muy fina, limos y fangos, en las que difícilmente puede observarse el término graduado T_a sobre el que se depositan los términos diluidos T_b^c . Serían asimilables a las facies D_2 (F_9) y D_3 , MUTTI, E. (op.cit.). Estas secuencias, de color blanco amarillento, alternan o intercalan otras con espesores inferiores a 2-3 cm constituidas por siliciclastico de grano muy fino (arena+limo) y fangos gris oscuro a negro. La relación arena+limo/lutita es muy inferior a la unidad. Los siliciclasticos de grano fino muestran geometrías plano paralelas en su base y ondulantes a “flaser” a techo.

Normalmente este último grupo de facies se observa en campo como un bandeadío rítmico de orden centimétrico en colores blanco amarillentos y gris oscuro a negros.

La bioturbación y las estructuras hidroplásticas afectan a estos materiales, a veces de forma tan intensa que, en pasos laterales, puede observarse como un tramo en el que las superficies de estratificación delimitan perfectamente las secuencias elementales, pasa a convertirse en una amalgama total de sedimentos.

El conjunto de facies heterolíticas descrito con secuencias elementales granodecrecientes (F.U.S.), constituyen la totalidad del registro sedimentario de esta formación. Se estructuran en un ciclo de facies de tipo grano y estrato creciente (C.U.S.), complejo en el que podría establecerse, en alguna transversal e itinerario, la agradación de, al menos, dos megasecuencias, cada una de ellas con la misma estructuración (C.U.S.). Bien sea un solo ciclo de facies, ya sea un ciclo complejo, la norma general es que su tránsito con la formación infrayacente de las Pizarras de Río es bastante gradual y constituido esencialmente por las facies descritas como IV y III, de afinidad turbidítica, en paso igualmente gradual al tramo más potente de la formación en facies descritas como II, y finalmente, la/s barra/s, en facies I del grupo de las H.C.S.

La petrografía de las distintas facies descritas es muy uniforme. En general, son cuarzoarenitas de grano medio a fino con matriz escasa de tipo sericitico-caolinítico y cemento sílico. Como accesorios suelen tener abundantes minerales pesados como círcón, turmalina, apatito, micas, sulfuros, etc. En los tramos inferiores de la formación aún persisten, aunque en proporción mucho menor, los “blastos” de clorita en la fracción fina. Una característica composicional destacable en estas alternancias, es la ausencia prácticamente generalizada de feldespatos y de fragmentos líticos (metamórficas, volcánicas, etc.). Los porcentajes de estos componentes suelen ser testimoniales. Este hecho en algunos casos ha servido para poder diferenciar esta formación de otras con características sedimentológicas extraordinariamente parecidas, como son las Capas Pochico y Bancos Mixtos infra y suprayacentes respectivamente y en cuya composición litológica la presencia de feldespatos es más significativa.

Como ya se ha reseñado y dada la estructuración descrita en el ciclo de facies de esta formación, normalmente el techo suele ser un conjunto de bancos cuarcíticos con láminas de lutitas en las intercapas o amalgamados (facies II y I) que marcan el contacto litológico brusco con la Formación Pizarras Guindo suprayacente.

Este ciclo de facies grano y estrato creciente, por tanto en “situación regresiva” en el sentido de BRENCHEY, P.J. et al. (1982), se hace corresponder con la formación de lóbulos arenosos en el “offshore” proximal en una plataforma siliciclastica con dominio de tormentas y por tanto, sería asimilable a los depósitos de nivel de mar más alto dentro del “shelf-margin systems tract” (SST).

Los restos fósiles hallados en las estaciones realizadas en la Hoja colindante nº 864 (Venta de los Santos) consisten en una asociación de trilobites, braquiópodos, bivalvos y ostrácodos que indica una edad Dobrotiviense inferior (aprox. = “Llandeilo inferior”), correspondiente a la parte inferior y media de la Biozona de *Placoparia tournemini*.

2.1.1.1.3.- Pizarras azuladas, limolitas gris oscuro y areniscas cuarcíticas (7). “Pizarras Guindo”. Llandeiliense (Dobrotiviense Inferior terminal. Dobrotiviense Superior)

Las “Pizarras Guindo” es la unidad litológica ordovicica más rica en fósiles de la Z.C.I. y por tanto, posiblemente la más conocida y con mayor número de referencias bibliográficas.

Como serie de referencia puede citarse la de la carretera del Moralico a Albadalejo donde el espesor medido se sitúa en 120 m aproximadamente.

En esta Hoja y, desde el punto de vista litológico la uniformidad podría considerarse como un hecho destacable, si bien pueden a nivel regional pueden reseñarse múltiples diferencias de un punto a otro, sobre todo a nivel de espesores y litologías.

Las facies litológicas más representativas definidas en la serie citada pueden resumirse como sigue:

- A - La facies lutítica (pizarras) es la de mayor representación en esta unidad litológica. Se trata de una alternancia de pizarras gris azuladas y/o negras con capas o láminas de limolitas. En general, muestran un aspecto de tableado centí a decimétrico a tramos masivos con estructuras "pillow". Los tramos tableados tienen una finísima laminación limolítica con laminación paralela de alto flujo ("shear sorting").

Es frecuente en esta facies la presencia de nódulos negros de dimensiones centimétricas, aislados o en capas, generalmente rellenos, bien de sulfuros o de restos fósiles y, en algún caso, de ambas cosas.

La macrofauna se presenta normalmente como acúmulos lumaquélidos de espesores centí a decimétricos, generalmente con matriz pizarrosa, si bien no es infrecuente la presencia de lumaquelas decimétricas cuyo cemento es de tipo carbonatado y ferroso que, por meteorización, se muestra como una pátina pulverulenta de color ocre amarillento. Lateralmente, en alguna de estas capas (Arroyo del Capitán) se ha observado la presencia de material volcánico (volcanoclastos) de composición básica asociados a estos niveles lumaquélidos.

- B - Una facies, con menor representación que la anterior, pero cuya presencia es sistemática en todas las series realizadas, son la heterolíticas de grano fino a muy fino en las cuales pueden diferenciarse dos subfacies que normalmente se encuentran asociadas.

B.1.- Se trata de secuencias elementales de orden centí a decimétrico constituidas por alternancia de cuarzoarenitas y/o subarcosas de grano muy fino, y color gris oscuro, con fangolita y lutitas (pizarras) de color negro.

Las secuencias más comunes son de tipo H.C.S., incompletas faltando los términos B y P. Los hummocky son de longitud de orden centimétrica, y en el término M, normalmente bien desarrollada (relación arena/pelita ≤ 1), es frecuente encontrar bioturbación y macrofauna dispersa. En ningún caso se ha observado en esta secuencia ripples de ola.

B.2.- Secuencias de espesores y relación arena/pelita menor que la anterior y cuya única diferencia visual estriba en la ausencia, de estructura hummocky en el término arenoso. Por lo general, en campo, sólo se observa laminación paralela y esporádicamente, laminación cruzada de ripples. En sólo una localidad se han visto capas con microeslumpamientos y laminación convoluta. Cuando el afloramiento es de buena calidad pueden observarse capas finamente gradadas y estructuras lensin con lenticulas de color blanco en el término de fangos negros. En general se trata de secuencias generadas por corrientes de turbidez y asimilables a las facies D3 ó F9 de MUTTI, E. (op.cit.). En este caso la macrofauna es muy escasa y la bioturbación intensa en los términos pelíticos.

El tránsito de esta formación a las Cuarcitas Botella superiores, es un tramo de espesor considerable en relación al total de esta unidad que puede representar la cuarta parte del total medio.

Este tramo superior es una alternancia de areniscas cuarcíticas y pizarras en la que puede identificarse una secuencia elemental que con pequeñas variaciones de espesor y tamaño de grano, es la que lo constituye con su acúmulo repetitivo.

La secuencia de espesos decimétricos es del grupo de las H.C.S. de grano medio-fino, del tipo PHM y PHFM, WALKER, R.G. (op.cit.), con estructuras "hummocks" con longitud de onda de 50 a 80 cm.

En todos los casos, el término M está bien desarrollado, con bioturbación abundante y fauna dispersa. En general, dentro de este tramo las secuencias descritas tienen una relación arena/pelita que varía desde índices próximos a la unidad a 8/1 hacia techo.

Se trata de cuarzoarenitas a sublitenitas de grano medio-fino, con matriz predominante sericítica y cemento siliceo. La mica blanca es un componente con porcentajes superiores al 5% como norma común, los feldespatos están ausentes o como presencia testimonial. Como accesorios se tiene circon, turmalina, apatito y sulfuros. Los granos están subredondeados a redondeados.

En general, puede determinarse una evolución en la composición litológica de las muestras estudiadas en el conjunto de esta formación, que varía de muro a techo desde sublitenitas, con porcentajes del 10-15% de fragmentos líticos y mica y un 5-10% de matriz sericítica a cuarzoarenitas con fragmentos líticos y micas en porcentajes <5% y matriz sericita+caolinitica en parámetros similares.

Las facies descritas, normalmente granodecrescentes, se ordenan en un ciclo de facies complejo, pero cuyas características fundamentales se mantienen en el ámbito de la Hoja.

De esta forma pueden identificarse hasta cuatro tramos litológicos:

- El tramo inferior, constituido por facies de tipo A y por tanto, con predominio casi absoluto de las lutitas y fangolitas (pizarras) muy ricas en fósiles. Es común que en sus metros basales se intercalen varias secuencias B en su subfacies de tempestitas de afinidad turbiditica (B2). La presencia de nódulos dispersos o en capas es, junto a la riqueza faunística, carácter común a todo el tramo.

- El segundo tramo se observa en campo como un leve resalte morfológico y está constituido por facies de tipo B con secuencias de afinidad turbiditica (B2) seguida de las que tiene "hummocks" (B1).

- El tercer tramo es normalmente el de menor espesor relativo. En su constitución sólo se encuentran facies de tipo A, si bien con unas características muy concretas. En general, se trata de alternancias de pizarras negras o azuladas y capas lumaquélidas con bioclastos y

cemento ferroso y fosfatado como componentes esenciales. Algun clasto nodulado y cantos blandos de tamaño grava acompañan a los bioclastos en las lumaquelas.

En el Arroyo del Capitán se han medido secuencias de este tipo con espesores de 30 a 40 cm.

- El cuarto tramo está constituido por las secuencias descritas como B1, aunque normalmente el paso entre el tercer y cuarto tramo es muy gradual incluyendo algunas capas gradadas de afinidad turbidítica (B2).

En resumen, la Formación Pizarras Guindo, de muro a techo, se estructura en dos megasecuencias grano y estrato creciente cuyos términos lutítico-fangolíticos (pizarras) son muy ricos en fauna, nódulos ferroso-fosfatados y parches de carbonatos bioclásticos gradados.

Los términos heterolíticos son facies tempestáticas, desde las de afinidad turbidítica a las tempestitas con H.C.S. y longitud de onda métrica, hacia techo de la formación. El conjunto de ambas megasecuencias configuran un ciclo de facies complejo grano y estrato creciente (C.U.S.), que por las características descritas podrían constituir los depósitos de nivel de mar bajo del “Shelf margin system tract” (S.S.T.) de una nueva secuencia deposicional. Las capas lumaquélidas con cemento ferruginoso-fosfatado del tercer tramo tienen características de depósitos de cortejo transgresivo y por tanto, encuadradables en un posible “Transgressive System Tract” (T.S.T.).

Como ya se ha indicado reiteradamente, las Pizarras Guindo son la unidad ordovícica más rica en fósiles en toda la surcentroibérica.

En las estaciones realizadas en el ámbito de la Hoja, se ha determinado, en la parte baja de la Formación, la presencia de: Placoparia (Coplacoparia) tourmenni (Rouault), Neseuretus tristani (Brongniart), Colpocoryphe rouaulti Henry, Phacopidina cf. micheli (Tromelin), Ectillaenus sp., Heterorthina morganensis Mélou, Eorhipidomella musculosa (Mélo), Howellites hammanni Villas, Aegiromena mariana Drot, Redonia deshayesi Rouault, Praenucula costae (Sharpe), Myoplusia bilunata perdentata (Barrande), Hemipriodontona lusitanica (Sharpe), Tropidodiscus pusillus (Barrande in Perner) y Tomaculum problematicum Groom. Morgatia hupei (Nion y Henry), Coxionchia britannica (Rouault), Cardiolaria blirensis (Sharpe), etc.

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

El resto de la unidad corresponde al Dobrotiviense superior (Biozona de *Placoparia bomi*), y en numerosos puntos se identifican: Placoparia (Coplacoparia) bomi Hammann, Neseuretus tristani (Brongniart), Colpocoryphe rouaulti Henry, Plaeasiacoma oehlerti (Kerforne), Phacopidina micheli (Tromelin), Crozonaspis cf. struvei Henry, Eodalmantina sp., Nobiliasaphus hammanni Rábano, Nobiliasaphus cf. nobilis (Barrande), Ectillaenus giganteus (Burmeister), Heterorthina kerfomei Mélou, Howellites hammanni Villas, Eorhipidomella musculosa (Mélo), Myoplusia bilunata perdentata (Barrande), Hemipriodontona lusitanica (Sharpe), Redonia deshayesi Rouault, Cardiolaria beirensis (Sharpe), Praenucula costae (Sharpe), Riberia pholidiformis Sharpe, Quadrifugator marcoi Vannier, Conchoprimitia? sp., Medianella sp. y equinoderms (Diploporia indet. y placas columnares de crinoideos).

2.1.1.2.- Ordovícico Superior

Las unidades litológicas atribuidas al Ordovícico Superior tienen una buena representación litológica y cartográfica en el sector con afloramientos paleozoicos.

Como áreas con afloramientos continuos y de calidad pueden destacarse los sinclinales de Peñaparda, Alto del Pizorro Manchego y La Marañosa.

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

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

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

2.1.1.2.1.- Cuarcitas y areniscas cuarcíticas ferruginosas (8). “Cuarcitas Botella”. Llandeiliense Superior-Caradoc Inferior

En paso gradual con las Pizarras Guindo infrayacentes, se tiene una formación de constitución casi exclusivamente arenosa, que ha recibido distintas denominaciones en la Z.C.I.: “Cuarcita Botella”, TAMAIN, G. (1972), “Cuarcitas Guindo”, HENCKE, W. (1926), “Alternancias y Cuarcitas de Canteras”, ALMELA, A. et al. (1962), “Areniscas de Retuerta”, GUTIÉRREZ MARCO, J.C. et al. (1987), etc.

En esta área, las series realizadas determinan una potencia variable entre 40 a 45 m como promedio con un máximo de 75 m en la serie del Collado de Raso Grande. De todas formas, dado que el contacto cartográfico inferior se establece cuando las secuencias que constituyen el tramo superior de la Formación Pizarras Guindo, pierden el término M (lutitas), originando un cuerpo arenoso que da el resalte morfológico de

esta formación, es evidente que en una serie tempestática este hecho no tiene porqué ser un fenómeno sincrónico, antes al contrario normalmente es una cuestión de índole local en este tipo de plataformas, lo que explicaría las bruscas variaciones de espesor, tanto en esta unidad litológica, como en la infrayacente.

En las facies arenosas, que la constituyen, pueden distinguirse claramente dos subfacies:

1- Secuencias decimétricas a métricas del grupo de facies de los hummocky de grano medio a fino, en las que se definen secuencias PH, PHX y HX amalgamadas. Es frecuente que se ordenen en el sentido descrito, de tal forma que constituyen un conjunto estrato creciente con bancos (1 a 1,5 m), en los que los “hummocks” tienen longitud de onda superior a los 1,5 m.

Las secuencias con término X conservado, son más frecuentes según se sube en la serie, mostrando ejemplos espectaculares de techos de ripples en numerosas localidades: Collado del Raso Grande, Alto del Pizorro Manchego, etc. El color de esta facies es gris blanquecino a amarillento.

2- La segunda subfacies arenosa la constituyen areniscas cuarcíticas y cuarzoarenitas de grano medio, en capas decimétricas a bancos, con numerosas cicatrices de amalgamación, estratificación cruzada plana de ángulo variable y litosomas con morfología de megripples. El color de estos sedimentos es gris a rojizo. En las cicatrices de amalgamación se encuentran nódulos centímetricos con orla ferrosa y núcleo fosfático y bioclastos fosfatizados y nodulizados.

Cuando se contempla la morfología de esta unidad litológica es evidente la existencia de dos tramos. El inferior con una estratificación bien marcada y de colores claros, y el superior, con estratificación de difusa a masiva y colores gris oscuros a rojizos.

El tramo inferior está constituido por las facies del grupo de las hummocks ordenadas en detalle, tal como se ha descrito, y en el tramo superior son las facies cuarzoareníticas gris rojizas con estratificación cruzada y megripples las que fundamentalmente lo constituyen.

Se trata de cuarzoarenitas y subarcosas con porcentajes de feldespatos, variando entre el 3 al 10%. La matriz es de composición mixta caolinitico-sericítica y el cemento es silíceo en el tramo inferior y silíceo-ferruginoso en el superior. El tamaño de grano va de medio-fino en las areniscas inferiores a medio-grueso en las superiores. Los granos están subredondeados a redondeados, y en las cuarzoarenitas rojas hay granos con una o varias envueltas ferruginosas (oolitos). Los minerales accesorios son mica blanca, circón, turmalina, epidota, apatito, sulfuros, biotita, etc., en porcentajes entre el 1 al 5%.

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

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

La unidad ha brindado diversos yacimientos paleontológicos en esta área, de los cuales se citan los descritos por KETTEL, D. (op.cit.), conteniendo el trilobites Crozonaspis cf. incerta (Deslongchamps), entre otros bivalvos y braquiópodos del Dobrotiviense. La Formación se asigna regionalmente a la parte alta del Dobrotiviense superior, que puede incluir el límite Llanvirn/Caradoc en términos cronoestratigráficos de la escala regional británica redefinida.

2.1.1.2.2.- Pizarras y limolitas gris verdoso a amarillento (9). “Pizarras Cantera”. Caradoc Inferior y Medio

Esta unidad litológica muestra una gran variabilidad, tanto en su potencia como en su constitución. De hecho, hay sectores en los que no se ha cartografiado, bien porque su espesor litológico no es representable, bien porque la unidad litológica aflorante sobre las Cuarcitas Botella no se adecua a los criterios que presumiblemente caracterizan a las “Pizarras Cantera”. Como la paleontología no es actualmente tan precisa como para poder determinar qué caso es una consecuencia de sedimentación o condensación litológica o bien, cambio lateral de facies, desde el punto de vista cartográfico se ha optado, en los sectores con ausencia de esta formación, por mantener un contacto conforme (concordante) entre las Cuarcitas Botella y los Bancos Mixtos.

Las observaciones de campo, en base a la variabilidad litológica y de espesores, parecen evidenciar que en gran medida, es mucho más factible que sean los cambios laterales de facies los que condicionen la presencia o no de las facies, esencialmente pizarrosas, que caracterizan esta formación y por tanto, su representación cartográfica.

Dentro de esta Hoja las series realizadas proporcionan unos espesores de 20 m en el Cortijo del Corrañas y 40 m en el Alto del Pizorro Manchego.

Los sectores más próximos al pantano del Guadalén y al norte y oeste de La Marañosa son aquellos en los que no se ha confirmado la presencia litológica de esta formación y por tanto, en los que no se ha diferenciado cartográficamente.

En general, el contacto entre las Cuarcitas Botella y las Pizarras Cantera es muy neto. En campo, los bancos masivos, rojizos, de las Cuarcitas Botella dan un escarpe a veces infranqueable, salvo por la red fluvial, en su contacto con estas pizarras.

El registro sedimentario de esta formación está constituido por una alternancia de lutitas y/o fangolitas gris-verdosas (pizarras), con limolitas micáceas amarillentas que hacia techo intercalan de forma progresiva láminas y capas de areniscas de grano muy fino micáceas y de color verdeo a marrón claro.

El aspecto general es el de una ritmita microlaminada en sus tramos basales, en los que frecuentemente intercalan nódulos de tamaño centimétrico aislados o en capas de extensión lateral decamétrica que resaltan dentro del microlaminado. Estos nódulos son de constitución siderolítica y en su núcleo contienen restos de fauna o sulfuros polimetálicos.

En su estructuración y composición litológica pueden diferenciarse dos facies, ambas de carácter heterolítico.

La facies predominante es la constituida por lutitas y fangolitas algo micáceas, de masivas a estratificación difusa, ricas en sulfuros y materia orgánica y cuya alteración da la patina blanco-amarillenta de estos depósitos.

Como subfacies de la descrita, pueden considerarse las intercalaciones milimétricas, progresivamente más abundantes, que ocasionan el aspecto microlaminado, característico de estos tramos basales.

Son secuencias elementales de 0,5 a 2 cm constituidas por limolitas o areniscas de grano muy fino en las que se aprecia laminación paralela de "shear sorting" y estructuras linsen, y en algún caso puede apreciarse bioturbaciones.

Se trata de secuencias turbidíticas del tipo T_d^e , por tanto serían facies D_3 ó F_g , MUTTI, E. (op.cit.).

En el tramo de techo se intercalan secuencias centimétricas (3 a 5 cm) con relación arena/pelita ≤ 1 en la que se aprecia gradación/laminación paralela y de ripples y bioturbación en el término pelítico. Son secuencias de afinidad turbidítica de tipo T_c^e y por tanto, asimilables a facies D_2 ó F_g de MUTTI, E. (op.cit.).

Estas facies granodecrecientes (F.U.S.) se estructuran en una megasecuencia grano y estratocreciente que pasa, de forma absolutamente gradual, a la Unidad suprayacente (Bancos Mixtos). El límite entre ambas formaciones se establece cuando las capas de areniscas son de orden decimétrico y muestran estructuras "hummocky", es por tanto un límite que evidentemente tiene un contenido sedimentológico y puntual que en el ámbito cartográfico se le da carácter regional, tal como se intentaba explicar al inicio de la descripción de esta unidad.

Las facies y asociaciones de facies descritas, son depósitos que se producen a partir de corrientes de turbidez que transportan siliciclásticos de grano muy fino. La progresiva dilución y desaceleración de la corriente ocasiona una decentración masiva del material en suspensión.

Las facies con "starved ripples" y linsen, junto a las facies de areniscas y/o limos arenosos gradados (D_3 y D_2), son los depósitos más proximales de estas corrientes de turbidez.

La megasecuencia descrita, configura un modelo sedimentario con depósitos turbidíticos siempre por debajo del nivel de ola, propios o bien offshore distal de una plataforma siliciclastica con dominio de tormenta o bien de zona de lóbulo externo de un abanico turbidítico.

Aunque la fauna descrita en áreas de las Hojas colindantes no es totalmente determinativa, a partir de los hallazgos efectuados en zonas próximas, Hojas nº 837 (Viso del Marqués) y 862 (Santa Elena), GUTIÉRREZ MARCOS, J.C. et al. (op.cit.), su edad se hace corresponder con el Caradoc inferior y medio.

2.1.1.2.3.- Areniscas, cuarcitas y pizarras verde grisaceo a amarillento (10). "Bancos mixtos". Caradoc Terminal-Ashgill Inferior

Como describe su propio nombre, esta formación está constituida por una monótona y potente alternancia de areniscas y lutitas en la que la aparente uniformidad en el espesor de las litologías básicas le confiere un aspecto característico de ritmita. El color es gris verdeo en las pizarras y gris amarillento a crema en las areniscas y limolitas.

Otros datos destacables en estos sedimentos son, de una parte, la presencia continuada de mica blanca en porcentajes llamativos y de otra, la intensa bioturbación en los sedimentos de grano fino y muy fino. En las series e itinerarios realizados son múltiples los ejemplos encontrados, tanto de techos de capa con ripples de ola sobre láminas de mica blanca, que le confieren un espectacular brillo de espejo, o bien planos de amplitud métrica totalmente cubiertos de ictiofauna.

Los primeros fósiles encontrados en esta unidad fueron briozos y braquiópodos, citados por FERNÁNDEZ, M. y VALDÉS, A. (1933); HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1942), aunque su determinación no fue correcta y les atribuyeron al Silúrico y Devónico.

KETTEL, D. (1968); PERÁN, M. (1967); POUPON, G. (1971) y TAMAIN, G. (1972), describen hallazgos posteriores que ya atribuyen al Ordovícico Superior. TAMAIN, G. (op.cit.) describe el tramo de techo de esta formación como las "Lumaquelas terminales" que constituyen un excelente nivel guía, bien como litosoma, ya como horizonte cronológico. El conjunto de las "Pizarras Cantera" y "Bancos Mixtos" fue descrito como "Esquistos con Orthis" ("Orthis Schichten") por los autores alemanes HENKE, W. (1926); RICHTER, R. (1967); BUTENWEG, P. (1968), etc. Estos autores diferencian dos tramos, el basal pizarroso "Orthis Schiefer", que sería equivalente a las Pizarras Cantera, TAMAIN,

G. (op.cit.) y los “Orthis Wechsellagerung”, equivalente a los Bancos Mixtos, TAMAIN, G. (op.cit.). Finalmente, GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (op.cit.) y VILLAS, E. (1995) han definido las distintas biozonas de esta formación.

Dentro del ámbito de estudio los Bancos Mixtos tienen una gran uniformidad en su espesor. Se ha medido una potencia de 160 m en el Arroyo del Gilverte, y en el entorno de los 150 m en el río Herreros al sur del Alto del Pizorro Manchego.

De las observaciones realizadas, puede establecerse con carácter general para esta área que el registro sedimentario de esta unidad, muestra dos barras arenosas, en posición estratigráfica intermedia y la ya reseñada de techo que subdividen la formación en dos grandes tramos o megasecuencias, cuyo espesor, constitución y estructuración secuencial son equiparables.

La barra cuarcítica intermedia fue denominada “Cuarcita de Arcas”, KETTEL, D. (op.cit.) y la superior es la ya descrita como “Lumaquelas terminales”. Como norma, ambas barras suelen tener espesores decamétricos.

En estos sedimentos heterolíticos hay dos facies características que conforman la práctica totalidad de los depósitos, aunque en algunas series, se tienen facies minoritarias de carácter local.

- La facies más representativa de esta formación es la constituida por una secuencia elemental de espesor decimétrico (30 a 50 cm) con una relación arena/lutita ≈ 1.

Se trata de secuencias granodecrecientes (F.U.S.) con estructuras internas “hummocks” y “swales”, laminación paralela y de ripples de ola, estructuras linsen y bioturbación intensa en las fangolitas y lutitas.

Son secuencias PHXM y en mucha menor proporción, HXM. Son por tanto, facies del grupo de los “hummocky” de grano medio, WALKER, R.G. (op.cit.).

- La facies que constituye las dos grandes barras puede considerarse una subfacies de la anterior.

Se trata de secuencias decimétricas a métricas en areniscas de grano medio amalgamadas por pérdida del término M, y en numerosas ocasiones el X, por lo que el resultado final observable en estas barras son capas acrecentadas con estructuras “hummocky” de longitudes de onda de orden métrico, lo que ocasiona una geometría ondulada. Este aspecto es mucho más destacable en la “Cuarcita intermedia o de Arcas”, y está presente en menor medida en las “Lumaquelas terminales”.

Este término expresa claramente la estructuración general de esta barra superior, en la que además de la pérdida del término M y la amalgamación de secuencias PHX y PH, WALKER, R.G. (op.cit.), en numerosas capas de este tipo aparece un término inferior asimilable al B de estas secuencias tempestivas y cuya constitución no es de siliciclásticos de grano grueso, sino acúmulos de fauna limonitzada junto a nódulos ferruginosos con núcleo arenoso, nódulos fosfatados, “mud chips”, etc. En estos casos la base de las secuencias es algo erosiva.

Este tipo de secuencias tempestivas con término B en bioclastos, no se han encontrado en la “Cuarcita intermedia o de Arcas”, si bien KETTEL, D. (op.cit.), cita localidades con fauna, actualmente bajo las aguas del pantano del Guadalmena.

En esta barra si es frecuente observar, sobre todo hacia su techo, bancos de hasta 2 m en cuarcitas de grano medio-fino con aspecto masivo y con retoques de ola o swales a techo. Las superficies de amalgamación de estos bancos están normalmente marcadas por cantos blandos y clastos ferrificados de tamaño grava.

Desde el punto de vista petrográfico, las areniscas son arcosas y subarcosas con porcentajes de hasta el 15% de feldespatos en las capas tempestivas, bajando a porcentajes entre el (5-8) % en las areniscas de la “Cuarcita intermedia o de Arcas” y “Lumaquelas terminales”. El porcentaje de mica es superior al 5%, moscovita predominante y la matriz de composición caolinitica y sericitica está en porcentajes del (8 al 10) %. El cemento es siliceo pero en las “Lumaquelas terminales” hay muestras con cemento mixto siliceo-carbonatado. El grado de alteración de los feldespatos es muy dispar, ya que, en muestras de los tramos inferiores, incluida la “Cuarcita de Arcas”, se encuentran bien conservados, y en las “Lumaquelas terminales”, se encuentran prácticamente sausuritizadas en su mayor parte.

Las muestras de siliciclásticos de grano fino a muy fino (limolitas arenosas), tienen una composición similar bajando la proporción de feldespatos y subiendo las micas y por supuesto, los porcentajes de matriz, son más elevados.

Se clasifican como subarcosas y sublittarenitas muy ricas en mica (moscovita).

En ambos casos los accesorios son comunes, encontrándose turmalina, circón, apatito y sulfuros como más abundantes.

En los términos pelíticos, especialmente en los del tramo de techo, se han observado tanto en muestra de mano como en lámina, la presencia de clastos milimétricos con morfología ovaloidal, a veces muy aplastado en el sentido de la superficie de estratificación y coloración de marrón grisácea a amarillento rojiza, lo que le confiere a estas pizarras verdosas un aspecto moteado muy llamativo. La petrografía muestra que su composición difiere muy poco de la matriz generalizada de estos sedimentos. Son clastos de textura vitrea y prácticamente transformados en caolín y opacos. Su forma y composición junto a los datos de indole regional, permiten suponerles su origen en el volcanismo submarino sin sedimentario con estos materiales. Serían, por tanto, fragmentos líticos de tipo epiclástico.

Todo el conjunto de facies descritas en el contexto general de los Bancos Mixtos, constituidas por secuencias granodecrecientes, se estructuran en dos megasecuencias grano y estrato creciente (C.U.S.) ("coarsening and thickening-upward sequence"), que a su vez constituirán un ciclo de facies grano y estrato creciente y, por tanto, en "posición regresiva", BRENCHLEY, P.J. et al. (1986), GABALDÓN, V. et al. (1985), correspondiente a la formación de lóbulos arenosos en el offshore proximal de una plataforma siliciclástica con dominio de tormenta.

Como ya se ha descrito, los Bancos Mixtos, es una de las unidades más fósilíferas del Ordovícico Centroibérico, especialmente los niveles de "Lumaquelas terminales" en su tercio superior.

La macrofauna recogida, ha proporcionado una asociación de braquiópodos, briozoos y equinodermos de la Biozona de Svobodaina havlicekii, representativa del intervalo Caradoc terminal-Ashgill inferior, en la que se identificaron: Svobodaina havlicekii Villas, S. aff. Feisti Havlicek, Portimella exomata (Sharpe), Aegiromena cf. descendens (Havlicek), Taifalalia brevimusculosa Villas, Leptaena sp. y Chasmatoporella sp., Rafinesquia lignoni, Villas, entre otros.

2.1.1.2.4.- Areniscas cuarcíticas y pizarras de grano medio-griego con fragmentos de cuarcita (11a). Ashgill terminal (Hirnantense).

Sobre la sucesión ordoviciana descrita, se sitúa la importante discontinuidad estratigráfica (límite de tipo 1) que numerosos autores atribuyen a la confluencia de los procesos erosivos de origen glacioeustático, junto a la actividad tectónica ocurridos en el entorno del límite Ordovícico-Silúrico.

Esta discontinuidad, importante en el orden cuencal, es apenas perceptible en aquellas localidades en las que se mantiene un registro sedimentario continuo, en las cuales sólo viene marcada por la presencia de la "Caliza de Urbana" en cuyo techo hay niveles ferruginosos y ocasionalmente niveles de fauna removilizada de niveles inferiores, GUTIÉRREZ MARCO, J.C. et al. (1987).

El conjunto sedimentario que aflora o sobre la "Caliza de Urbana" o bien sobre otras formaciones del Ordovícico Superior (Bancos Mixtos, etc.), está constituido esencialmente por lutitas y fangolitas (pizarras) aunque en ciertas regiones de la Z.C.I. (Villuercas, Herrera del Duque, etc.) comienza con una unidad cuarcítica de hasta 40 m de espesor.

La serie pizarroso ha recibido distintos nombres: Formación Gualija, Pizarras de Castellar, Pizarras del Muro y Pizarras Chavera, en tanto que las cuarcitas reseñadas se conocen como "Cuarcita de las Majuelas", que, en alguna publicación, ha sido atribuida impropriamente a la cuarcita de base del Silúrico. Hacia el N y NE de la Z.C.I. la serie pizarroso contiene cantos heterométricos de areniscas, cuarcitas y litologías exóticas de formaciones más antiguas, lo que ha ocasionado que se cite ampliamente en bibliografía con la denominación informal de "Pelitas con fragmentos".

En esta Hoja no aflora la "Caliza de Urbana" y por contra si lo hace los depósitos de estas Areniscas con fragmentos de forma muy reducida junto a la Nacional 322, 500 metros al norte del Km 246, aunque la situación normal en el resto de la Hoja es que sobre los "Bancos Mixtos", se tienen directamente las "Pizarras de Chavera".

Las "Areniscas con fragmentos" son un paquete de aproximadamente 40 m de espesor y constituidas por una alternancia de capas decimétricas a bancos que intercalan capas centimétricas a láminas de lutitas grises a negras.

Las capas o bancos de arenisa se observan como un sedimento muy inmaduro con fuerte heterometría de grano, abundante presencia de mica blanca y con colores grises a rojizos. El aspecto de los estratos es masivo con algunos techos de ripples tapizados de mica.

Los fragmentos de tamaño grava, angulosos, son siempre de cuarcita o areniscas cuarcíticas, más abundantes en las capas de base y muy escasos hacia techo.

En estas capas basales se observa la presencia de bioturbaciones verticales que atraviesan el estrato o banco de muro a techo. A veces, cuando la densidad de estas bioturbaciones es elevada, las superficies de capa adquieren un aspecto de "panel de huevos". En este tramo las capas de lutitas negras son más abundantes y de espesores hasta decimétricos.

En algunas de estas intercalaciones lutítico-fangolíticas, de color negro, se han observado espectaculares superficies de "estructuras monroe", HAFENRICHTER, M. (1980), cuyo origen parece estar en la extrusión de pompas de gas en fangos ricos en materia orgánica.

En el subtramo de techo se tienen dos secuencias elementales. La más frecuente son areniscas micáceas de grano medio-fino con capas amalgamadas de 40 a 60 cm y con estructuras "hummocky" de longitud de onda de (0,5 a 1) m. En algún caso hay láminas discontinuas de fangolitas gris oscuras entre capas. Son facies tempestivas de grano medio y de tipo PH y PHM. Prácticamente no tienen fragmentos y la bioturbación se restringe al término M.

Las capas del techo de esta unidad son varias secuencias métricas, en areniscas de grano medio grueso, con estructura "hummocky" con longitud de onda de 90 a 120 cm. Son secuencias PHM. El contacto entre los términos H y M de estas secuencias es muy neto y pueden observarse "swales" con senos de hasta 80 cm.

Las láminas realizadas muestran una petrografía con cuarzo mayoritario, feldespato entre el (5 al 6) %, fragmentos líticos entre (2 a 3)% de tipo metámorfico, cher, etc. La mica es muy abundante con porcentajes entre el 5 y el 15%. Como minerales pesados le acompañan cirón, turmalina, apatito y sulfuros. La matriz es abundante y de tipo caolinitítico, y el cemento es siliceo.

Son por tanto, subarcosas a sublarenitas micáceas con grava y matriz limo arcillosa, por tanto un sedimento inmaduro, con fuerte heterometría y con granos de ángulos (grava) a redondeados.

La evolución vertical de las facies descritas, va desde secuencias con ictiofauna vertical y lutita con "estructura monroe" a tempestitas con "swale" de hasta 80 cm, lo que parece evidenciar que, en estas areniscas con fragmentos, se pasa con bastante rapidez desde medios de depósito intermareales (posiblemente llanura arenosa de arenícola) al offshore proximal.

2.1.1.2.5.- Pizarras gris oscuro a negras con fragmentos de cuarcitas (11). "PIZARRAS CHAVERA". Ashgill terminal. Hirnantense

Como se describía con anterioridad, en concordancia sobre las "Areniscas con fragmentos" bien sobre los "Bancos Mixtos" en posición conforme, se tiene una potente sucesión pizarroso de características litológicas muy uniformes en todo el ámbito regional.

Son lutitas y fangolitas gris oscuras a negro azulado, algo micáceas, de aspecto masivo con rotura en lápices o concoidea y suaves al tacto.

En campo su aspecto es inconfundible. Dan una morfología de pináculos sobre planos alomados y la vegetación sobre ellas es extremadamente pobre, dado que sobre esta formación no se desarrollan prácticamente suelos.

En esta Hoja su espesor está en torno a los 170 m, en el río Herreros y en el cierre perisinclinal de La Marañosa es de 60 m.

En esta formación pueden distinguirse dos tramos o miembros. El inferior, cuyo espesor y litología constituye prácticamente la totalidad de la formación, está constituido por la facies ubicua de pelitas negras masivas. Su petrografía da una constitución caolinitico-serícitica, con predominio muy fuerte de la caolinita, abundante materia orgánica y sulfuros, a veces muy abundantes, dispersos. La textura es blastopelítica.

Hacia techo de la unidad y de forma progresiva, se intercalan láminas y capas centimétricas de cuarcitas de grano muy fino y color gris oscuro a negro.

Estas intercalaciones cuarcíticas, con base plana y techo ondulado, en algún caso muestran marcas de corriente de pequeño tamaño (flutes). En los límites de esta formación con las cuarcitas superiores (Criadero), las intercalaciones se convierten en ritmitas con un porcentaje arena/pelita ≤ 1 y con secuencias tempestíticas de tipo HM y PHM, WALKER, R.G. (1982), (1984).

La petrografía de estas capas da una constitución de cuarzoarenitas y sublarenitas de grano fino y cemento silíceo o mixto con abundante apatito-colofana en su composición.

Los accesorios son de tipo mica blanca, sulfuros, circón y turmalina.

Las características litológicas y el ciclo de facies de esta formación parecen indicar que se trata de depósitos de "offshore" distal y talud, posiblemente ligados a corrientes de turbidez originadas por tempestades; en paso, hacia el techo de la formación, a medios de offshore proximal con depósitos de tempestitas de grano medio fino en áreas por debajo del nivel de base del oleaje toda vez que, en ningún caso, se ha observado secuencias con presencia del término X en el contexto de los materiales cartografiados como "Pizarras Chavera".

Las características composicionales y sedimentológicas de todo el registro sedimentario encuadrable bajo las denominaciones "Pelitas y Areniscas con fragmentos", "Pizarras Chavera", etc. son correlacionables con facies similares y sincrónicas que, de forma extensiva, aparecen desde Centro Europa hasta Argelia, ROBARDET, M. (1981).

Esta facies, han sido interpretadas por diversos autores como sedimentos glaciomarinos ("ice-drop paratillites"), relacionados con la glaciaciación continental ("inlandsis") de edad Ordovícico Superior, ocurrida en África, que ha sido documentada con numerosas pruebas y con depósitos periglaciares (continentales y marinos) en la periferia de los casquetes de hielo.

Otros autores piensan que estos sedimentos de tipo "mixtitas", tienen un origen de tipo "mud-flow" gravitacional causados por inestabilidades tectónicas de indole local o regional del fondo marino, alterando con períodos más estables en los que se depositan facies del cinturón costero.

Ambas explicaciones no son tan aparentemente contradictorias. La existencia de un período glaciar en el Noreste de África y Sur de España parece incuestionable, así como los hallazgos de bloques exóticos en las "Pelitas con fragmentos", FORTUIN, A.R., (1984), lo que parece abogar por un origen glaciomarino relacionado con los episodios glacioestáticos sincrónicos y posteriores a la glaciaciación gondwánica finiordovicicia ROBARDET, M. y DORE, F. (1988), pero, de igual forma, este evento global produce modificaciones paleogeográficas, resultantes de las variaciones en el nivel del mar y posibles movimientos epirogénicos, que se traducirían en una morfología diferencial de la plataforma con el desarrollo de corrientes densas y la redistribución de siliciclasticos en medios someros en los momentos de mar alta.

Los cortos e intensivos episodios glaciares finiordovicicos, ocurridos en el Hirnantense (Ashgill terminal), provocaron una de las extinciones masivas más importantes de la historia de la vida BRENCHLEY, P.J., et al. (1991).

La datación de estas unidades se basa en su correlación directa con sucesiones comparables de "pelitas con cantos dispersos", conocidas en idéntica posición estratigráfica en un área perigondwánica muy amplia (Península Ibérica, Centroeuropa, N de África, Golfo de Guinea, Península Arábiga, Sudáfrica, NO argentino, etc.), ROBARDET, M. y DORE, F. (op.cit.), BRENCHLEY, P.J. et al. (op.cit.). La asociación de quitinozoos presente en muchas de estas regiones (Biozona de *Tanuchitina elongata* según PARIS, F. (1990), y su relación con la "fauna de *Hirnantia*" permite considerar al conjunto de estas unidades como Hirnantense, y depositadas como mucho en un intervalo de dos millones de años PARIS, F. et al. (1995).

Las muestras realizadas en Hojas colindantes no han proporcionado microfauna datable, al encontrarse la materia orgánica completamente opaca, debido al alto grado de maduración con paleotemperaturas estimadas superiores a los 200°C.

Los escasos fragmentos de quitinozoos y acritarcos observables no han podido ser identificados.

HAFENRINCHTER, M. (op.cit.) cita la presencia de acritarcos en las pizarras negras intercaladas en las “Areniscas con fragmentos”.

Son formas de amplio rango temporal e inconclusivas para la determinación del límite Ordovícico-Silúrico.

Así pues, tanto, las “Areniscas con fragmentos” como las “Pizarras Chavera” se interpretan actualmente como contemporáneas del episodio glacial finiordovícico, atribuyéndoseles una edad Hirnantense (Ashgill terminal), GARCÍA PALACIOS et al. (1996).

2.1.2.- Silúrico

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

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

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

2.1.2.1.- Cuarcitas de grano medio a fino y areniscas cuarcíticas blanco a grisáceo (12). “Cuarcita De Criadero”. Llandovery.

Como unidad litológica es una de las más conocidas, constituyendo un nivel guía cartográfico en el ámbito de la Surcentroibérica, donde han recibido distintas denominaciones: “Cuarcita de Criadero”, “Cuarcita de Castellar”, “Cuarcitas superiores”, etc.

Su contacto con las “Pizarras de Chavera” es concordante y, dependiendo del espesor del tramo superior de alternancias de las pizarras, más o menos neto o brusco. En cualquier caso, la diferencia de competencia entre ambos paquetes ocasiona que, este contacto, esté normalmente algo mecanizado.

En el ámbito regional, a esta unidad se la subdivide en tres tramos o miembros, TAMAIN, G. (op.cit.), cuya constitución de detalle y espesores relativos varían según las localidades.

En el ámbito de la Hoja, los afloramientos se encuentran en el sinclinal de La Marañosa y en un afloramiento que corre paralelo a la Nacional 322 entre los Km 241 a 245.

En los escasos afloramientos de menor tectonización (al Este de la Marañosa), la “Cuarcita de Criadero” se observa como una doble barra cuarcítica con un tramo o miembro intermedio más friable.

- En el miembro o barra cuarcítica inferior se diferencian dos tramos constituidos por el acúmulo de dos facies predominantes. El tramo basal con secuencia elemental de espesor decimétrico (20 a 35 cm) en areniscas cuarcíticas de grano medio-fino con estructuras “hummocky” de tipo PHL, WALKER, R.G. (op.cit.) y con superficies de estratificación bien definidas y planoparalelas. Estas secuencias aumentan de espesor en tanto que pierden los términos P y L, amalgamándose en cuerpos con la geometría ondulada de los “swales”, BRENCHLEY, P.J. et al. (1986) y (1991).

El tramo de techo de este miembro es el que adquiere mayor potencia y representabilidad, comparativamente con las litologías anteriores.

Se trata de una serie constituida por capas de 50 a 70 cm a bancos, en cuarzoarenitas de grano medio de color gris con tonos rojizos. La estratificación es de masiva a difusa con superficies onduladas y, cuando las condiciones de afloramiento lo permitan, se observan cantos blandos de tamaño grava con orla ferruginosa, en las superficies de amalgamación de los bancos y, esporádicamente, techos de ripples de ola con múltiples perforaciones ferrificadas.

El porcentaje de minerales pesados en estas cuarcitas es muy elevado, observándose láminas y niveles milimétricos de color negro dentro de las cuarcitas grises masivas.

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

- El miembro intermedio siempre presente, aunque de espesor muy variable, desde métrico a decamétrico, está constituido por facies heterolíticas, en las que se tiene una alternancia de cuarcitas gris oscuras a negras, limolitas micáceas y lutitas gris a negras.
- El miembro superior tiene unas características similares al inferior en cuanto a composición de facies, pero la estructuración de dichas facies es inversa. En este miembro el tramo basal son cuarzoarenitas y ortocuarцитas de grano medio en bancos con techo ondulado o de ripples de ola, y el tramo superior está constituido por tempestitas de decimétricas a centimétricas del tipo PHX y HX amalgamadas, evolucionando a secuencias HL y HLM con lutitas negras lustrosas como término péltico en las capas de techo de la Formación.

Las muestras estudiadas dan una composición petrográfica de cuarzoarenitas y ortocuarцитas de grano medio, cemento silíceo y porcentajes inferiores al 1% de feldespatos y fragmentos líticos, en los tramos de bancos y capas decimétricas amalgamadas, en tanto que las areniscas de las secuencias de afinidad tempestática tienen porcentajes similares pero la fracción matriz está en torno al (8-10) % y es de tipo sericítico. En todos los casos son abundantes los minerales pesados, entre los que son frecuentes círcón, turmalina, epidota, apatito, mica blanca y sulfuros.

De lo anteriormente expuesto, la “Cuarcita de Criadero” muestra un ciclo de facies complejo en el que, partiendo de las facies tempestáticas de afinidad turbidítica en una plataforma siliciclastica con dominio de tormentas, que se describen en el techo de las “Pizarras Chavera”, se pasa por depósitos de offshore proximal y nearshore. Con los depósitos del miembro intermedio se vuelve a medios de “offshore” proximal evolucionando rápidamente en el tramo basal del miembro superior a depósitos del shoreface, que hacia techo de la formación muestran de nuevo facies del tránsito shoreface-offshore proximal.

La evolución vertical en el ciclo de facies de esta formación, con un dispositivo grano creciente C.U.S. en posición “regresiva”, BRENCHLEY, P.J. et al. (op.cit.), configura el “Highstand System Tract” (H.S.T.) de la secuencia deposicional que se inició con las “Pizarras Chavera”.

La cronología de esta formación se da por acotación entre las dataciones dadas en las “Pizarras Chavera” inferiores y las determinadas en las Pizarras de graptolitos suprayacentes. En el área de la Hoja el yacimiento de las Hazadillas, junto a los encontrados en Hojas colindantes, confirman una edad de techo Llandoveryense Superior (Telychienense), por lo que a la “Cuarcita de Criadero” se le atribuye una edad Llandoveryense inferior (Rhuddaniense)-Llandoveryense Superior (pre Telychienense).

2.1.2.2.- Pizarras negras y ampelitas (13). Llandovery superior-wenlock inferior.

El contacto de las “Cuarcitas de Criadero” y las ampelitas silúricas es un hecho extraordinariamente difícil de observar en los afloramientos naturales. Normalmente la diferencia de competencia y resistencia a la erosión entre las barras cuarcíticas y las ampelitas, ocasiona una erosión diferencial de tal magnitud que es precisamente en este entorno donde, se desarrollan depósitos cuaternarios (glacis, conos, etc.). La consecuencia, extensiva a todos los sectores descritos en el apartado anterior, es que no ha sido posible observar el contacto estratigráfico entre las últimas cuarcitas de tipo tempestático descritas en el techo de las “Cuarcitas de Criadero” y las ampelitas silúricas.

Posiblemente el sinclinal de La Marañoa a lo largo del río Herreros es uno de estos puntos singulares donde puede observarse el contacto entre ambas formaciones. El tramo basal son pizarras negras ampelíticas (sapropelitas) con aspecto de masivo a laminado y espesores entre 5 a 10 m, a las que se superponen un tramo con espesor visible del orden de 60 a 70 m, constituido por unas facies microlaminadas en las que se alternan láminas de limos blanquecinos con lutitas o fangolitas negras en proporción similar, que, en la evolución vertical, pasan a facies con laminación milimétrica alternante de limos arenosos-micáceos grises y lutitas negras. En esta facies, las láminas de siliciclásticos de grano fino a muy fino muestran gradación positiva, laminación paralela y cruzada de ripples, así como estructuras linsen en limo blanco amarillento dentro de las láminas de pelitas negras.

En este tramo, especialmente en sus paquetes basales, son muy abundantes los nódulos de tamaño centimétrico dispersos o en capas con aspecto de “pebbly mudstone”. Estos nódulos tienen una corteza en la que se alternan láminas de colores gris oscuro y marrones y composición lutítico, silícea y ferruginoso. El núcleo, en muchos casos, son sulfuros polimétálicos y en otros restos fósiles.

En lámina delgada, las facies microlaminadas muestran una alternancia de lutitas de composición sericítico caolinitica muy ricas en materia orgánica y en cristales idiomorfos de pirita con láminas de limos de composición litarenítica, en la que los litoclastos son predominantemente fragmentos de rocas metamórficas (micaesquitas, micaicitas, etc.), junto a limo de cuarzo minoritario. La matriz es de composición similar a las láminas de sapropelitas. Se han observado microeslumpamientos y fracturación sinsedimentaria.

Las características de las facies expuestas y su organización, asimilables a facies D₃ ó F₉ de MUTTI, E. (op.cit.), podrían estar relacionadas con depósitos distales de turbiditas, originadas por tormentas, en plataformas siliciclasticas. El conjunto son depósitos por debajo del nivel de ola y posiblemente en áreas de plataforma externa-talud.

En esta área, los graptolitos más antiguos encontrados proceden de unas pizarras metamórficas del Cortijo de las Hazadillas en la Hoja colindante nº 864 (Venta de los Santos) que contienen: Retiolites geinitzianus (BARRANDE), Stigmograptus? splendens STORCH y Monoclimacis cf. griestoniensis (Nicol). La asociación es indicativa de la Biozona de Torquigraptus tullbergi del Telychienense (Llandovery “superior”).

Finalmente, las pizarras graptolitas del Sinclinal de La Marañoa, ha proporcionado fósiles del Telychienense (Llandovery “superior”). La asociación corresponde a la Biozona de Monoclimacis griestoniensis y consta de los graptolitos: Retiolites geinitzianus (BARRANDE), Torquigraptus australis STORCH y Diversograptus sp.

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

2.1.2.3.- Areniscas, cuarcitas, limolitas y pizarras grises a pardas (14). Silúrico superior (wenlock superior) - Devónico inferior.

En el ámbito de esta Hoja esta formación aflora exclusivamente al sur de la fractura de Haza Alta. Esta fractura a su vez está afectando a los materiales del alóctono de la Zona de Cizalla Santa Elena-Puente Genave y por tanto son series de muy bajo metamorfismo. Aunque dentro de esta Hoja no se tiene el contacto de esta serie con las "Pizarras negras graptolíticas" este contacto si puede observarse en la Hoja nº 864 (Venta de los Santos) colindante y en la proximidad del límite de ambas Hojas.

En contacto concordante y paso litológico gradual con la unidad anterior, se tiene una potente y monótona sucesión constituida por alternancias milimétricas a centímetricas de areniscas, areniscas cuarcíticas, lutitas y fangolitas micáceas negras a grises.

Esta unidad ha podido separarse cartográficamente en muy pocos de los afloramientos de las series atribuidas al Silúrico, dada su litología, en paso gradual con las pizarras negras ampelíticas y la mala calidad de los afloramientos. De esta forma, sólo es definible cartográficamente, y en el valle de los ríos Guadalimar y Guadalmena, en el límite de esta Hoja con la nº 864 (Venta de los Santos).

Esta serie, cuya presencia es bastante constante en la Zona Surcentroibérica, ha recibido distintas denominaciones, desde las de ámbito local "Formación Guadarranque", hasta las distintas denominaciones "Grupo Cerro Escudero" o "Alternancias Malva", de PARDO, M.V. (1996).

El espesor visible en la localidad tipo del valle del Guadalmena reseñada es de 290 m, siendo uno de los escasos afloramientos a nivel regional en el que pueda observarse el muro y techo de esta formación. En esta Hoja la serie aflorante fuertemente tectonizada tiene unos espesores visibles no superiores a los 60 m.

Estas facies heterolíticas muestran una evolución desde cuarzoarenitas y ortocuarcitas, de grano muy fino y color gris a negro, sin estructuras visibles o laminación paralela en las secuencias elementales centímetricas, en paso a secuencias de 6 a 10 cm con gradación visible, de Tipo T_d^e y T_c^e ; facies D_3 y D_2 de MUTTI, E. (op.cit.). La serie continúa con una alternancia de las secuencias anteriores, en las que se intercalan, de forma progresivamente más abundante, capas decimétricas con estructuras "hummocky" y una intensa bioturbación en los términos pélticos.

Son secuencias PHM y HM, en areniscas de grano medio-fino, de tipo sublitenítico con escasos feldespatos, en las que la mica blanca es muy abundante y los fragmentos de roca más frecuentes son los granos de chert y los fragmentos de rocas volcánicas. La matriz es muy abundante, sericítica y el cemento es siliceo. Como accesorios, los sulfuros en cristales idiomorfos de tamaño milimétrico y turmalina, circón y apatito en menor proporción.

Estas secuencias elementales granodecrecientes (F.U.S.), se estructuran en una megasecuencia grano y estrato creciente (C.U.S.), cuya agradación vertical continua con facies H.C.S., en las que paulatinamente el término M se adelgaza y desaparece, al tiempo que las areniscas en capas decimétricas con secuencias HX y PHX se amalgaman dando un banco de espesor métrico (8 a 9 m) al que KETTEL, D. (op.cit.) denominó "Cuarcita Basal" del Devónico. Aunque este autor le da a esta cuarcita una importancia de horizonte cronoestratigráfico marcador del límite Silúrico-Devónico, no existen criterios paleontológicos suficientes para precisar tal cuestión, al menos en el área de la Hoja. Además, este banco cuarcítico es difícilmente utilizable como límite cartográfico, al ser rápidamente recubierto por sedimentos más recientes y por tanto es difícilmente correlacionable con otras cuarcitas atribuidas al Devónico. Ello no obsta para que, por su posición y constitución, pueda ser correlacionable en el ámbito regional con la Formación "Cuarcita del Doradillo", con las que culmina el Grupo del Cerro Escudero en las regiones más septentrionales de la Zona Surcentroibérica, y por tanto, su cronología estaría próxima al límite Silúrico-Devónico.

2.1.3.- Devónico

Los materiales a los que se les atribuye esta edad, sólo afloran en unas elevaciones aisladas entre los materiales triásicos que se sitúan al sur de la Nacinal 322 al sureste del cruce con la comarcal del Monalico a Albadalejo.

En ningún punto ha podido establecerse una relación estratigráfica con serie continua entre estos afloramientos y las series anteriormente descritas por lo que su atribución al Devónico se hace en razón de su litología, posición estratigráfica e incofauna observable.

2.1.3.1.- Devónico Inferior

Aunque como ya se ha precisado, los tramos superiores del Grupo Cerro Escudero, denominados Formación "Pelitas de Valdenmedio", ya son atribuibles al Devónico inferior, desde el punto de vista de las unidades cartográficas, son las barras cuarcíticas que ocasionan un fuerte resalte morfológico en la Llanura manchega o en las sierras meridionales, las que normalmente sirven de marcadores litológicos del registro sedimentario atribuido al Devónico.

2.1.3.1.1.- Areniscas y areniscas cuarcíticas de grano medio a grueso blanco amarillentas. Intercalaciones de capas de areniscas ferruginosas y oolíticas rojo vinosas (15) "Cuarcita Principal" o "Cuarcitas del Risquillo". Lockkovieno-Praguivense

Como visión de conjunto, en esta unidad pueden identificarse dos unidades litológicas; la *inferior* constituida por bancos y capas de cuarcitas o areniscas cuarcíticas de grano medio y grueso y color blanco grisáceo a rojizo y, la *superior*, con el que el predominio de areniscas rojas, ferruginosas, oolíticas e intracísticas en capas decimétricas y con intercalaciones de lutitas policolores.

Las medidas realizadas señalan un espesor de 50 m y 70 m para los respectivos tramos. El conjunto de ambos tramos configura un ciclo de facies grano y estrato decreciente.

En el tramo cuarcítico (*Unidad inferior*) pueden distinguirse las dos siguientes facies:

A - Una de las facies más representativas de este tramo está constituida por cuerpos de areniscas cuarcíticas de grano medio y grueso, bien calibradas. En esta facies genérica pueden distinguirse al menos dos subfacies:

A₁ - Son cuarcitas de aspecto masivo y base neta que, lateralmente pasan a tener base transicional y megaestratificación cruzada planar, en cuña, de media escala. Constituyen set con espesores métricos y laminación tangencial a la base, así como superficies onduladas a gran escala.

El color es gris claro, a veces blanco marmóreo, en paso a set con bandas alternantes rojizas y gris claras, dando un aspecto listado. Las coloraciones en macha son consecuencia de meteorización superficial.

Son frecuentes las alineaciones horizontales de cantes blandos (“clay chips”) aplastadas, a veces con envuelta tetatítica.

La petrografía muestra que son cuarzoareniscas con cemento silíceo o mixto silíceo-ferruginoso, en las que como accesorios más frecuentes se encuentran: pirita, mica blanca, círcón, rutilo, turmalina y apatito.

Las coloraciones de las láminas o bandas rojizas se deben a la hematites como cemento o la alteración de la pirita cuando está en porcentaje elevado.

A₂ - En la ordenación vertical, y a veces en cambio lateral, estas areniscas cuarcíticas pasan a tener estratificación cruzada planar con set cuneiformes, a veces con láminas sigmoidales y a cuerpos con estratificación cruzada en surco de media escala, con base plana, neta a débilmente erosiva.

Los bancos con estratificación cruzada en surco, suelen finalizar hacia techo con capa decimétrica de areniscas rosadas de grano medio-fino con laminación cruzada de muy bajo ángulo.

La bioturbación afecta moderadamente a estas capas y el contenido faunístico de esta facies se restringe a bioclastos, a veces de tamaño arena y en gran medida disueltos, dando porosidad móldica por disolución del carbonato.

Cuando la base de los cuerpos arenosos con estratificación cruzada en surco es erosiva, estas superficies vienen marcadas por la presencia de clastos siderolíticos y de colofana.

Esta facies se interpreta como barras arenosas (“sand ridge”), normalmente situadas en forma paralela a la línea de costa y migrando en sentido mar-tierra. La aparición local de estratificación cruzada plana con set cuneiformes, es indicativa de la existencia de corrientes oblicuas a la principal. Podría tratarse de megripples dunares, migrando por canales de salida al “offshore”, a través del complejo de barras. Se trataría de un cinturón costero de energía media a alta, en el que la mayor parte de los depósitos corresponden a facies de régimen de flujo medio.

B - Esta facies, asociada a los cuerpos de areniscas cuarcítica anteriormente descrita, está constituida por una monótona sucesión de areniscas de grano medio-fino, cuarcíticas, en capas centimétricas, con colores alternantes o en bandas rojizas y grisáceas. Estos materiales se encuentran intensamente bioturbados con destrucción casi total de las estructuras no diagenéticas. En algunas capas se conservan laminación cruzada en surco de ripples de interferencia y laminación cruzada plana de muy bajo ángulo.

La petrografía es de cuarzoarenitas con escasos porcentajes de feldespato (<2%) y matriz. El cemento es mixto, silíceo-hematítico, con predominio de uno u otro según la coloración de la capa.

Los “mud-chips” con orla hematítica muy aplastados, a veces rotos, y los clastos de colofana son moderadamente frecuentes en algunos niveles. Como accesorios tienen apatito, círcón, turmalina y pirita frambooidal.

La composición y estructura organizativa de estos sedimentos indican que se trata de depósitos marinos someros de baja energía.

La ordenación del tramo cuarcítico de esta unidad, muestra un grupo de facies A según la descripción realizada, seguido de un grupo de facies B y finalmente, un grupo de facies A en el que el predominio es para las areniscas cuarcíticas con estratificación cruzada en surco y los cuerpos de relleno de canal, en algún caso, en areniscas de grano grueso con grava de cuarzo dispersa.

Sobre el tramo cuarcítico, predominantemente gris, se tiene un paquete decamétrico constituido por facies heterolíticas en las que areniscas cuarcíticas de grano medio-fino, bien calibradas, de color gris verdoso y en capas centimétricas a decimétricas se alternan con lutitas o fangolitas limoso-micáceas de colores verde y rojos. La relación arena/lutita es ≤ 1 , y, en general, el tramo se organiza como secuencia grano y estrato decreciente.

En el subtramo de base, en las capas de arenisca con espesores de 70 a 30 cm e intercapas de lutita desde láminas a centimétricas, predomina la estratificación cruzada plana de media a gran escala con set decimétricos de alto ángulo y tangenciales hacia la base, que en los casos de cuerpos con geometría convexa conservan láminas sigmoidales. En algunos afloramientos se observan capas con recorrido hectométrico y brusco acuñamiento lateral.

En las capas de areniscas cuarcíticas de espesor centimétrico, el predominio es para la laminación cruzada de tipo fláser, ondulante y lenticular, en el sentido ascendente del tramo. En las capas con laminación lenticular se observan lámina de lutitas siguiendo la laminación cruzada ("mud drapes"). La bioturbación de los términos pelíticos es muy intensa en todo el tramo.

En general, son cuarzoarenitas de grano medio-fino con matriz clorítico-caolinitica y cemento siliceo o mixto siliceo-ferruginoso. La presencia de feldespatos es muy escasa y abundan la mica blanca y los sulfuros, aumentando su presencia en sentido inverso a la disminución del tamaño de grano. Un componente típico de estas areniscas son los granos de cuarzo con una o varias envueltas de clorita y hematites, en forma de ooides que a veces alcanzan tamaño de arena gruesa. Su posición, hacia la base de las capas más gruesas de arenisca, junto a la presencia de clastos de colofana de color oscuro, les da un aspecto de grosera granoclasifica-positiva.

El conjunto de los sedimentos de este tramo muestra, desde facies de alta energía en los bancos de cuarzoarenitas con estratificación cruzada plana unimodal y morfología de megaripples de crestas rectas, a facies de muy baja energía con influencia mareal en las alternancias de techo. El ciclo de facies parece indicar, por tanto, una evolución desde ámbitos submareales con migración de megaripples hacia la costa, originados posiblemente por la migración y destrucción de las "sand ridges" en períodos de alta energía, a ámbitos de facies inter barrera ("inter-ridge facies") y/o mareales hacia el techo.

La coloración rojiza de algunas capas de limo-lutita es anómala en esta facies, por lo que se supone que son fenómenos de tinción tardios a partir de la circulación de aguas superficiales ricas en hierro y el poder de adsorción de las arcillas de tipo clorítico- caolinitico.

Dentro de esta unidad cartográfica, la *unidad superior* es muy diferente, tanto en su coloración como en su resistencia a la erosión. Normalmente se sitúa en una depresión entre las cuarcitas inferiores y los carbonatos o las areniscas cuarcíticas del Devónico Superior.

Los materiales de esta unidad son de color rojo vinoso y en general, son facies heterolíticas en las que se alternan areniscas oolitas, oolitas carbonatadas, capas intracísticas de tamaño grava y lutitas o margas en láminas o intercapas centimétricas.

Las facies más características pueden resumirse como sigue:

a) Areniscas de grano medio-fino con clastos dispersos en cuerpos decimétrico con base neta o débilmente erosiva y estratificación cruzada plana o en surco de media escala. El color es gris oscuro a gris rojizo.

El calibrado es variable, siendo bueno en algunas capas y malo en otras, donde la fracción arena gruesa-grava es abundante, con clastos siderolíticos y de colofana centimétricos.

b) Areniscas de grano medio-grueso, con fuerte heterometría de grano, de color rojo vinoso con tintes verdosos, en bancos o capas decimétricas (60-90 cm) con estratificación cruzada plana y en surco de media escala. La base de estos cuerpos es neta y varía desde débilmente erosiva a cóncava fuertemente canalizada.

Los bancos con base canalizada tienen cambios bruscos de espesor, en tanto que los de base plana muestran una gran continuidad lateral. Las láminas de los sets, en la estratificación cruzada plana, son tangenciales a la base y los set en surco son del orden de 10 a 20 cm con amplitud entre 60 a 120 cm. En algunos puntos, hacia techo de estos bancos, se observa laminación cruzada de ripples de ola.

La composición litológica es variable; desde areniscas con fracciones equivalentes de granos de cuarzo y oolitos a oolitas con granos de cuarzo dispersos. El cemento es ferruginoso y ferruginoso-carbonatado.

Como elementos siempre presentes en esta facies, están los clastos de colofana, a veces de tamaño centimétrico, color negro o a veces, con orlas de colores variados (blanco, marrón, negro).

Como norma, la fauna es muy escasa. Sólo bioclastos, a menudo muy alterados, se observan en los depósitos basales de los cuerpos canaliformes.

Tanto los bancos cuarzo-oolíticos como los oolíticos con cuarzo, son depósitos de cordones arenosos en diferentes momentos de aportes siliciclásticos, lámina de agua y circulación de corrientes en la plataforma.

Como generalidad, puede indicarse que, en los momentos de diastrofismo creciente, se darán depósitos más siliciclásticos y en los momentos de "posición transgresiva" con mayor lámina de agua, los "shoals" oolíticos. Aunque la ordenación de estas facies no es clara, parecen constituir un ciclo grano y estratocreciente (C.U.S.) con las facies b de relleno de canal a techo.

c) Areniscas heterométricas, en capas centímetros a decimétricas, con laminación paralela o cruzada de muy bajo ángulo y color rojo. La composición litológica de estos cuerpos es muy definida, con mezcla de cuarzo y oolitos en proporciones similares, tamaño de grano arena medias en el cuarzo y gruesa en los oolitos y una fracción significativa de clastos fosfatos (colofana y bioclastos fosfatados con envuelta hematítica). El cemento es siliceo-ferruginoso y la matriz clorítica.

Una subsfacies asociada con la anterior y en paso lateral, la constituyen capas de areniscas con espesor de 10 a 30 cm de color verde oscuro con tinciones violáceas, abundantes cantos siderolíticos de colofana, bioclastos, "mud chips" y grava de cuarzo. Son capas gradadas en las que ocasionalmente se conservan estructuras "hummocky".

PARDO, M.V. et al. (1996) y PARDO, M.V. (1997) correlaciona la Cuarcita Principal de KETTEL, D. (op.cit.) con la Formación "Cuarcita del Risquillo" y "Cuarcita de Base" de Almadén, atribuyéndole una edad Praguiense en virtud de los fósiles de esta edad, encontrados por ese autor, en esta área, KETTEL, D. (1968, pág. 61).

Se trata de una asociación de braquiópodos típicamente praguienses, con *Hysterolites hystericus*, *Schlafheim*, *Stropheodonta Perculea*, *Dresermann*, *Stropheodonta gigas* (M'COY), entre otros.

2.1.4.- Devónico sup.-carbonífero inf.

2.1.4.1.- Pizarras negras, areniscas y cuarcitas (16) Dev.Superior.-Carb. Inferior

Al Sur de la posible prolongación de la Zona de Cizalla Extensional Santa Elena-Puente Génave (ZCE SE-PG), existen algunos afloramientos dispersos de esta unidad, principalmente en el cauce de los arroyos del Gavilán y del Moral.

En estos afloramientos se observa una sucesión constituida por pizarras oscuras, pizarras arenosas a veces con laminaciones, y limolitas, así como areniscas y cuarcitas grises laminadas. En algunos casos las pizarras con laminación arenosa incluyen niveles de 2-3 cm de espesor de areniscas feldespáticas (con plagioclasa) a grauvacas finas.

En algunos lugares parece observarse laminación cruzada, así como bioturbación, si bien, la deformación y, sobre todo el metamorfismo de contacto que les afecta, que llega a alcanzar condiciones de corneanas con andalucita, e incluso cordierita-feldespato potásico, impide precisar más.

No se han encontrado datos paleontológicos que permitan datarla con precisión y, ha sido atribuida al Devónico superior-Carbonífero inferior por correlación regional.

2.2.-MESOZOICO

Los materiales mesozoicos son los que ocupan la mayor parte de la hoja de Siles. Se sitúan en dos unidades geológicas distintas: una es la *Cobertera Tabular de la Meseta* y la otra corresponde a las *Zonas Externas Béticas*. Esta región se sitúa en el margen meridional de la placa ibérica, que tuvo durante el Mesozoico la evolución propia de un margen pasivo en la cadena alpina de la Cordillera Bética.

2.2.1.- Triásico

Los materiales del Triásico ocupan un alto porcentaje de la hoja. Solamente faltan en su vértice noroccidental donde afloran los materiales del basamento paleozoico de donde han sido eliminados por la erosión o no se llegaron a depositar, mientras que en el tercio oriental están cubiertos por los sedimentos jurásicos y cretácicos. En una zona que se corresponde con la mitad de la hoja, trazando una diagonal desde el vértice NE al SO están especialmente bien representados. Hacia el norte puede afirmarse que estos materiales se encuadran claramente en el denominado Triásico del Borde de Meseta que configura el borde del Macizo Varisco Ibérico; en esta zona sólo son claramente observables los términos más inferiores de la serie; los más superiores han sido eliminados por la erosión. En el resto de la hoja la influencia marina, transgresión del Triásico medio se hace patente con niveles dolomíticos bastante continuos; incluso los niveles areniscosos tienen mayor continuidad y son cartográficamente diferenciables.

La serie triásica es una unidad roja donde predominan los detriticos, de grano más grueso hacia el N; con mayor predominancia de granulometrías más finas hacia el S y SE; hacia el techo aumenta la presencia de evaporitas en forma de lutitas yesíferas y bancos de yeso. Si bien en la secuencia de la porción más septentrional de la hoja hay niveles de carbonatos de poca potencia: dolomías arenosas y ferrodolomías no cartografiadas; en la parte sur de la hoja, se han separado en la cartografía calizas y dolomías grises y tableadas que pertenecen a la facies Muschelkalk.

2.2.1.1.- Arcillas, arenas y limos de color rojo, verde y rosa.(17). Areniscas blancas, rosadas y rojas (17a). Triásico.

Se trata de una unidad comprensiva que, a excepción del tramo basal conglomerático y de una intercalación arenosa potente y continua que se ha cartografiado de forma independiente (17a) supone la casi totalidad del registro del Triásico de la zona.

En general se trata de una unidad eminentemente lutítica más sulfatada a techo con intercalaciones de arenas canalizadas de poca extensión lateral.

Las lutitas son rojas y en ellas predomina la fracción arcilla. Según Fernández (1977), predomina muy ampliamente la illita de alrededor del 90%, seguida de la clorita: menos del 10%. Se interpretan como una herencia de las alteritas desarrolladas sobre los materiales paleozoicos del área fuente. Los procesos edáficos están muy desarrollados: caliches bandeados o nodulares incipientes, en ocasiones silicificados dando geodas de cuarzo, decoloraciones hidromórficas nucleadas por sulfuros o motas de materia orgánica.

Dentro de los tramos lúíticos hay intercalaciones muy poco potentes de arenas de grano muy fino, ocasionalmente con matriz lutítica y micácea con numerosas estructuras de pequeña escala: laminación convoluta, “climbing ripples”, “ripples” simétricos de cresta aguda, estratificación “flaser” y grietas de desecación. En algún punto aparecen marcas lineales transversales a los “ripples” que se interpretan como huellas de origen incierto.

Hay numerosas intercalaciones arenosas poco potentes, máximo 2m, lenticulares en sección transversal, generalmente la arena es de grano medio-fino. Se interpretan como rellenos de canal con base plana o marcadamente erosiva sobre las lutitas de forma que abundan depósitos de carga residual compuestos por cantos blandos. Hay sets con estratificación cruzada de gran escala, generalmente planar, a veces en surco. Localmente se ven procesos de acreción lateral y las secuencias pueden organizarse grande decrecientes a techo.

Petrográficamente se trata de areniscas formadas por clastos de cuarzo, feldespatos y escasos fragmentos de roca, cementados por carbonato y óxidos de hierro. El cuarzo es monocristalino y de extinción recta; predominan los feldespatos potásicos. Se clasifican como subarcosadas. Como accesorios aparecen turmalina, círcón, rutilo y opacos.

Esta unidad se interpreta como una extensa llanura aluvial surcada por una red poco densa de canales (sand ribbons), generalmente de baja sinuosidad, localmente con meandros. Las lutitas se corresponden con el desarrollo de una importante llanura aluvial en un régimen climático árido en la que las finas intercalaciones de arenas de grano muy fino se podrían hacer corresponder a derrames desde el canal principal, también responsables de encarcamientos donde precipitan carbonatos.

Las lutitas de la mitad superior de la unidad, por encima de las dolomías de la unidad 18, en la mitad oriental de la zona, se van cargando progresivamente de yeso, cristales dispersos en la matriz arcillosa, pasando finalmente a niveles de yeso difíciles de observar. Se interpretan como depósitos de sabka costera con influencia terrestre, en especial en las intercalaciones de areniscas a techo de la unidad, algo por debajo de la unidad de Dolomías liásicas.

Las areniscas que se han diferenciado en la cartografía (17a) se corresponden con las areniscas en bancos potentes de la unidad “Lutítica con bancos de areniscas” FERNÁNDEZ et al. (1994) que presenta, en conjunto una potencia total de cerca de 90 m como valor máximo. Se presentan en bancos, normalmente tres, separados por niveles lutíticos rojos y verdes. El nivel superior suele ser el que presenta mayor continuidad lateral. Hay intercalaciones dolomíticas muy finas con geodas silíceas (“bird eyes”). Su color es variable: blanco-grisáceo para el nivel a techo, rojo en ocasiones. Se presentan en contacto erosivo con las lutitas de base y se ven estructuras de deformación plástica por carga (“load casts”).

Hay abundantes estructuras de ordenamiento interno: cruzada planar de gran escala (“megaripples”) para los bancos de granulometría más gruesa y más potentes, generalmente en la base de los bancos y ripples en las arenas más finas a techo de los bancos, que también presentan laminación horizontal. Abundan los cantos blandos de lutitas rojizas y verdosas. En la base de los bancos son muy conspicuos los fitoclastos: desde restos vegetales inclasificables hasta moldes de troncos que, suelen estar llenos por material limoso-arenoso fino cementados por carbonatos. Son visibles impregnaciones de carbonatos de cobre (malaquita) que presumiblemente proceden de la oxidación de sulfuros asociados a la materia orgánica inicialmente sin oxidar. A techo de algunos bancos hay cantos ferruginosos procedentes de costras desmanteladas.

Se clasifican como subarcosadas de cemento ferruginoso-carbonatado. Los minerales accesorios más frecuentes son turmalina, círcón, opacos negros, óxidos de hierro, clorita, biotita y mica blanca.

Estos niveles areniscosos se clasifican netamente como fluviales: cañales entrelazados (“braided”) con cauces amplios y relativamente profundos, que corrían sobre una superficie uniforme, de bajo gradiente topográfico. La abundancia de moldes de tronco sugiere una cuenca hidrográfica con una evidente cubierta arbórea.

2.2.1.2.- Calizas y dolomías laminadas y tableadas grises y gris verdosa con bivalvos. (18) Triásico

Esta unidad solamente es distinguible cartográficamente en el cuadrante sudoriental de la hoja. Se trata de calizas y dolomías bioclásticas en ocasiones con alguna intercalación arenosa y lutítica rojas. De acuerdo con FERNÁNDEZ et al. (1994) en el dominio de Siles-Alcaraz, esta unidad presenta facies del tipo mudstone, “packstone” a “grainstone”. En general indican ambientes muy someros (“mareal a lagoon”) en clima árido (moldes de evaporitas). La edad de esta formación dada por MÁRQUEZ ALIAGA et al (1986): Ladinense superior, confirma que esta zona está situada a caballo del límite de las zonas con sedimentación Permo-Triásica siliciclastica y la zona con sedimentos marinos de la transgresión Ladinense de LÓPEZ-GÓMEZ et al. (1998)

2.2.2.- Jurásico

El Jurásico en la Hoja de Siles está representado por una potente sucesión de rocas carbonatadas con escasas intercalaciones de términos arcillosos o margosos. Dentro de ésta sucesión se han podido reconocer una serie de unidades litoestratigráficas que pueden ser correlacionadas con las reconocidas por Goy, Gómez y Yébenes (1976) y Gómez y Goy (1979) en la Cordillera Ibérica.

El Jurásico inferior y el medio son los más abundantes en la hoja, siendo muchas veces difícil su separación debido a los intensos procesos de dolomitización y recristalización a los que se han visto sometidos. Gran parte de los caracteres texturales y de las estructuras sedimentarias han quedado parcial a totalmente borrados, lo cual dificulta notablemente el reconocimiento de las distintas unidades cartográficas. Además, al ser una sección constituida fundamentalmente por materiales dolomíticos, y al haber perdido también buena parte de contenido fosilífero, se hace notablemente más difícil su atribución estratigráfica.

Las unidades del Jurásico inferior se han reconocido en detalle en la sección del Puerto del Bellotar, situado entre Bienservida y Villaverde de Guadalimar. Las correspondientes al Jurásico medio se han estudiado en detalle en el Pico de la Sarga, situado en la esquina sureste de la hoja de Bienservida (840), a unos 300 m del borde norte de la hoja de Siles.

El Jurásico superior está muy poco representado en la hoja, apareciendo casi exclusivamente en el sector oriental y suroriental donde aflora en general allí donde hay también afloramientos de materiales cretácicos. Se han estudiado con detenimiento en una sección levantada en la vertiente oeste del Collado de Piedra, al sur de la Peña Cambrón.

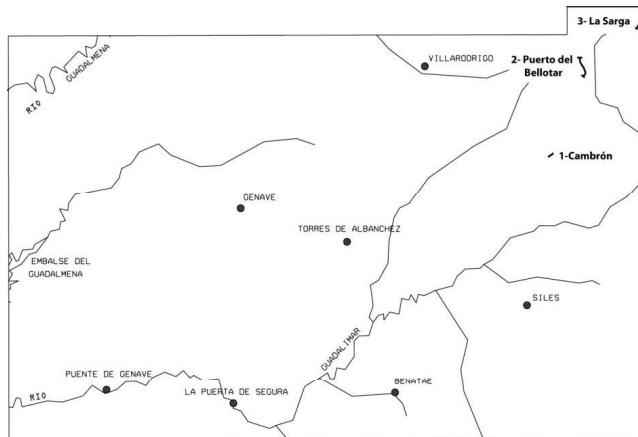


Figura 2.1.- Situación de las columnas estratigráficas

De base a techo de la sucesión de unidades, pueden reconocerse materiales correspondientes a la Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas, a la Formación Carbonatada de Chelva, a la Formación Ritmita calcárea de Loriguilla y a la Formación Calizas con oncolitos de Higueruelas.

2.2.2.1.- Dolomicritas estratificadas con intercalaciones arcillosas y margas grises (19) – “Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas” (Lias).

Esta unidad cartográfica comprende todos los materiales del Lias que están ampliamente representados principalmente en el norte y centro de la Hoja, aunque también aflora en la parte sur y sureste donde predominan los depósitos del Cretácico.

La base de esta unidad, salvo escasísimas excepciones, está cubierta por coluviones, y los primeros tramos que afloran son generalmente dolomíticos lo que suele dar un cambio de relieve importante en las laderas, debido a la importante diferencia en la competencia con lo materiales, arcillosos y yesíferos del techo del Trias. Cuando es visible, la base del Lias está formada por arcillas, y margas abigarradas de colores ocreos, rojizos y violáceos entre las que se encuentran algunos bancos dolomíticos de espesor decimétrico, cuyo espesor total no ha podido ser medido.

Regionalmente han sido separados 4 tramos o unidades dentro del Lias (RODRÍGUEZ ESTRELLA, 1978; GARCÍA-HERNÁNDEZ Y LÓPEZ-GARRIDO, 80; RODRÍGUEZ ESTRELLA y GARCÍA VÉLEZ, 1980; JEREZ MIR, 1973.). Tramo I, dolomítico principalmente, que se dispone sobre los materiales del Trias y a los que se asigna una edad del Lias inferior, el Tramo II, arcilloso principalmente, y al que se le ha asignado una edad del Lias inferior-medio (RODRÍGUEZ ESTRELLA, 1978); el Tramo III, carbonático principalmente, que ha sido datado como Lias medio y el Tramo IV, arcilloso principalmente, que ha sido atribuido al superior. Estos 4 tramos han sido utilizados en las cartografías de las hojas adyacentes de Bienservida (840) y Alcaraz (841), sin embargo en la Hoja de Siles no han podido ser identificadas estas unidades. Por el contrario, en esta Hoja el Lias está representado principalmente por materiales dolomíticos entre los que se encuentran intercalados varios niveles arcillosos, generalmente de poco espesor, no superior a los 10 o 20 m.

Esta Unidad, correspondiente a la Fm. Cuevas Labradas, está representada en la Hoja de Siles por una sucesión fundamentalmente dolomítica, con intercalaciones de margas en la parte superior, que en la sección del Puerto del Bellotar supera los 140 m de espesor.

Las dolomías suelen ser cristalinas gruesas, con algunos tramos de dolomías cristalinas finas a dolomicritas, y son frecuentes las intercalaciones de dolomías mas o menos arcillosas, así como las intercalaciones de margas de tonos grises a negros y verdosos, que se encuentran en mayor proporción hacia la parte superior de la unidad.

La estratificación de las dolomías puede ser gruesa a muy gruesa, confiriendo a algunos tramos un marcado aspecto masivo. En otras ocasiones la unidad se dispone en bancos medios e incluso finos, hasta tomar aspecto tableado; y en algunos tramos, en especial en la parte inferior, los planos de estratificación pueden ser ondulados.

No se han encontrado fósiles en esta unidad. Por correlación con los datos regionales, y en base su posición estratigráfica y similitud de facies con otras secciones de la Cordillera Ibérica y de La Mancha, se le atribuye una edad Jurásico inferior.

Las estructuras sedimentarias son relativamente frecuentes a lo largo de la unidad. En algunos cuerpos puede reconocerse laminación cruzada de gran escala, laminación cruzada de ripples y pequeños canales ("rills") bioclásticos, normalmente de bivalvos. Las estructuras sedimentarias más frecuentes son sin duda las laminaciones de algas, que se encuentran con mayor abundancia en la parte inferior y media de la unidad. También se reconocen porosidad fenestral, localmente porosidad de disolución de sales, brechas de cantos planos y es frecuente la presencia de costras ferruginosas.

Estas litologías y estructuras sedimentarias se organizan en secuencias, en su gran mayoría estratocrecientes, cuya representación gráfica puede observarse en las figuras 2.2. y 2.3.

En la base de la sección reconocida dominan secuencias estratocrecientes compuestas por dolomías cristalinas mal estratificadas con los planos de estratificación ondulados (Figura. 2.2a). También es frecuente que éstos materiales dolomíticos se organicen en secuencias con un término inferior de dolomías arcillosas, mal estratificadas en capas finas a medianas, y un término superior de dolomías cristalinas en capas gruesas (Figura. 2.2b). Estas secuencias suelen terminar con una costra ferruginosa más o menos desarrollada. En ocasiones se apilan varias secuencias estrato-crecientes de dolomías cristalinas, a veces con nódulos ferruginosos y planos de estratificación ondulados, para constituir secuencias estratocrecientes de orden mayor (Figura. 2.2c). Al igual que en las secuencias anteriores, pueden terminar también con una costra ferruginosa más o menos desarrollada.

Otro de los tipos de secuencias representados constan de un término inferior constituido por dolomías con laminaciones de algas, y un término superior constituido por brechas de cantos planos (Figura. 2.2d). En otras ocasiones la secuencia consta de un solo término de dolomías cristalinas con "fills" bioclásticos en la parte inferior (Figura. 2.2e).

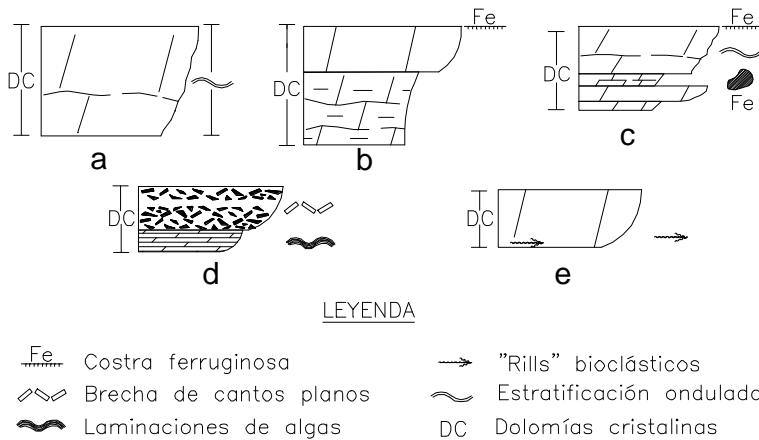


Figura. 2.2.- Secuencias tipo de los materiales de la Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas en la sección del Puerto del Bellotar.

En otras partes de la sección de la Fm. Cuevas Labradas se encuentran secuencias que constan de un término inferior constituido por dolomías arcillosas en capas medianas a finas y un término superior de dolomías cristalinas con laminaciones de algas (Figura. 2.3.a). También se encuentran secuencias generadas en ambientes de alta energía, en las que puede distinguirse un término inferior de dolomías cristalinas con laminación cruzada y un término superior con laminaciones de ripples (Figura. 2.3.b).

Son muy frecuentes las secuencias formadas en ambientes muy someros. Estas pueden estar constituidas por un término inferior de dolomías cristalinas y un término superior, también dolomítico, con porosidad fenestral. Estas secuencias terminan con un nivel de brechas de cantos

planos (Figura. 2c). En otras ocasiones, éstas secuencias pasan a estar constituidas por un término inferior de dolomías cristalinas con laminaciones de algas y un término superior con porosidad fenestral (Figura. 2.3.d).

Aunque no son tan frecuentes, otro ejemplo de secuencias formadas en este tipo de ambientes, consta de un término inferior de dolomías arcillosas y un término superior de dolomías cristalinas con porosidad móldica de sales (Figura. 2.3.e). En la parte superior de la sección estudiada se observan casi 20 m de una alternancia de dolomías cristalinas y de margas grises, verdes y negras, que se organizan en secuencias que constan de un término inferior margoso y de un término superior de dolomías cristalinas (Figura. 2.3.f).

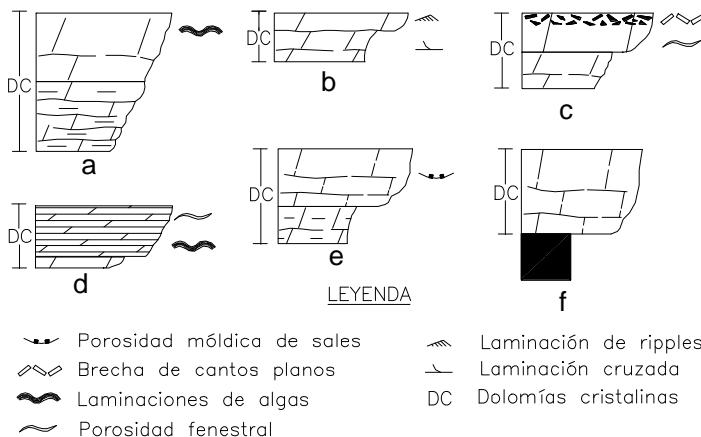


Figura. 2.3.- Secuencias tipo de los materiales de la Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas en la sección del Puerto del Bellotar.

La sedimentación de esta unidad se ha llevado a cabo en un ambiente de plataforma de carbonatos muy somera, en la que pueden observarse representación de los ambientes submareales someros, dominados por el oleaje, constituidos por cuerpos con laminación de ripples y laminación cruzada, que en ocasiones podrían verse afectados por las tempestades, dando lugar a la presencia de "ills" bioclásticos.

Existe una buena representación de los ambientes submareales muy someros a intermareales, por la presencia de frecuentes niveles con laminaciones de algas. Entre los ambientes intermareales superiores a supramareales se encuentran carbonatos con porosidad fenestral, brechas de cantos planos, e incluso porosidad móldica de sales, generada originalmente en ambientes de tipo "sebkha" salina. La sedimentación, en conjunto, ha sido muy activa, compensándose prácticamente siempre los espacios de acomodación creados en la cuenca. En algunos casos se observan indicios de pequeñas discontinuidades con el desarrollo de costras ferruginosas que coronan a algunas de las secuencias de somerización observadas, pero la tasa general de sedimentación dentro de esta plataforma puede considerarse elevada.

2.2.2.2.- Doloesparitas de color gris blanquecino (20) y Calizas estratificadas blanquecinas, mayormente oolíticas (21) -Formación Carbonatada de Chelva (Dogger).

Sobre los materiales fundamentalmente dolomíticos de la Fm. Cuevas Labradas se dispone otro conjunto carbonatado, correlacionable con los de la Fm. Carbonatada de Chelva. Lo más frecuente es que este otro conjunto también se encuentre afectado por intensos procesos de dolomitización y de recristalización, con lo que la unidad está compuesta fundamentalmente por dolomías cristalinas gruesas (20), de tonos blanquecinos, que se disponen en capas irregulares, generalmente gruesas, y sólo ocasionalmente finas a medianas. Los afloramientos destacan por su tonalidad clara y por ser masivos con morfologías suaves y redondeadas. En muchas ocasiones esta unidad dolomítica es difícil de distinguir de la unidad anterior.

No obstante, en el Pico La Sarga, situado a unos pocos centenares de metros fuera de la hoja, en su ángulo noreste, se ha levantado una sección en la que éstos materiales no se encuentran totalmente afectados por los procesos de dolomitización, con lo cual se han podido observar tanto las estructuras como las texturas originales. Se trata de la unidad de Calizas estratificadas blanquecinas, mayormente oolíticas (21).

En esta zona se ha podido observar una sucesión de más de 40 m de espesores de calizas "grainstone" a "packstone" oolíticas, blanquecinas, que se disponen en capas cuyo espesor puede variar entre los 20 y los 50 cm. Entre este tipo de litologías se intercalan calizas "mudstone", también blanquecinas, que suelen disponerse en capas medianas a gruesas. Los diferentes tipos de carbonatos se encuentran a veces recristalizados, y en gran parte de los tramos se observa dolomitización al menos incipiente. Algunos de los cuerpos se encuentran totalmente dolomitizados, como ocurre en la mayor parte del área estudiada.

Los restos fósiles no son abundantes. Son visibles restos de crinoides y algas, y en lámina delgada se ha podido observar la presencia de *Protopeneroplis*?, así como de *Valvulinidos*, *Textularidios* y *Ophthalmididos*. La edad de la unidad es incierta al no constarse con la presencia de fósiles característicos, y al no haberse podido observar ningún afloramiento con suficiente calidad de los materiales del Miembro Calizas con esponjas de Yátova, que se sitúa regionalmente en la parte superior de ésta formación. Sin embargo, la comparación de sus facies con otras áreas próximas, y el hecho de que en éstas pueda observarse que esta unidad se sitúa inmediatamente por debajo del Mb. Yátova, de edad Jurásico superior (Oxfordiense), datado con ammonioideos, hace considerar que en esta zona, y al igual que en la mayor parte de la Cordillera Ibérica y de La Mancha, la Fm. Chelva tenga una edad Jurásico medio.

Las estructuras sedimentarias son abundantes. Es frecuente la presencia de laminación cruzada tanto de gran escala como de ripples, y es frecuente poder observar cuerpos oolíticos con morfologías de barras preservadas. Aunque menos frecuente, también pueden observarse cuerpos con base erosiva y "rills" oolíticos y bioclásticos.

Las litologías y estructuras sedimentarias encontradas se organizan en secuencias que son, generalmente, estratocrecientes; y que reflejan ambientes progresivamente más someros hacia la parte superior de la secuencia. En la parte inferior de la sección estudiada se observan secuencias compuestas por dolomías cristalinas con planos de estratificación ondulados y laminación cruzada de gran escala (Figura. 2.4.a), así como secuencias estratocrecientes, con un término inferior constituido por calizas "packstone" con "rills" bioclásticos y un término superior de carbonatos recristalizados (Figura. 2.4.b).

Sin embargo, como se ha mencionado, la mayor parte de la unidad está constituida por calizas "grainstone" oolíticas. Esta litología se organiza en cuerpos de estratificación gruesa y en secuencias estratocrecientes, con laminación cruzada de gran escala, que ocasionalmente pueden estar parcialmente recristalizados (Figura. 2.4.c). En muchas ocasiones, en estos cuerpos puede observarse laminación cruzada de gran escala, laminación de "ripples" y con frecuencia se encuentra preservada la morfología de barras (Figura. 2.4.d). Es relativamente frecuente que estos cuerpos oolíticos se dispongan sobre un tramo de calizas "mudstone" que constituyen el término inferior de la secuencia, y sobre el cual se dispone un término superior constituido por calizas "grainstone" con laminación cruzada de gran escala, laminación de "ripples" y morfología de barras (Figura. 2.4.e). También se encuentran cuerpos de calizas "grainstone" con la base canalizada y "rills" en su interior (Figura. 2.4.f).

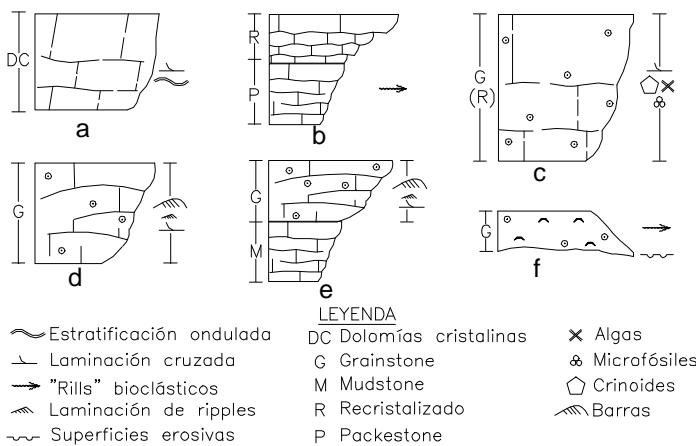


Figura. 2.4.- Secuencias tipo de los materiales de la Fm. Chelva en la sección del Pico de la Sarga.

La sedimentación de la Fm. Chelva en el área estudiada se llevó a cabo en una amplia plataforma, con escaso relieve, sometida a una intensa tasa de producción y sedimentación de carbonatos. La batimetría de la plataforma dentro de la hoja de Siles era muy escasa, aunque en toda la sección observada los depósitos corresponden a ambientes submareales.

Los fondos se encontraban sometidos con frecuencia a la acción del oleaje, generándose un sistema de barras oolíticas y depósitos asociados, sometidas ocasionalmente a la acción de las tempestades. En las zonas situadas entre los "shoals" del sistema de barras y canales, quedaban zonas más deprimidas, y por tanto más protegidas, en las que se acumulaban depósitos micríticos provenientes del lavado de los fangos de carbonatos de las zonas sometidas a alta energía hidrodinámica. La progradación de los sistemas de barras sobre las zonas relativamente más deprimidas, de menor energía hidrodinámica, da lugar a la generación de secuencias de somerización en las que los sistemas de barras de alta energía se apoyan sobre los depósitos de fangos de baja energía localizados en las zonas protegidas del oleaje.

2.2.2.3.- Ritmita calcárea gris y calizas micríticas o dolomías a techo (22) – (Formación Ritmita calcárea de Loriguilla) (Malm).

Esta Unidad aparece en afloramientos poco importantes dentro de la hoja y apenas se han encontrado algunos con suficiente calidad. Únicamente en la sección estudiada al sur de Peña Cambrón se han podido observar los últimos metros de los materiales correspondientes a esta formación. El espesor total estimado de esta unidad varía entre 30 y 70 metros.

Está constituida por una alternancia irregular de calizas “mudstone” de color gris claro a beige, que se disponen bien estratificadas en capas medias, y margocalizas lajosas y nodulosas.

El contenido bioclástico suele ser escaso. Se han reconocido restos de bivalvos, gasterópodos, crinoídes, serpúlidos y microfósiles. Entre estos últimos se han reconocido Ophthalmidioides?, Epistomina?, y Ataxophragmioides?. En esta unidad se han encontrado diversos ejemplares de ammonoideos, que no han podido ser clasificados en afloramientos del Cerro Vizcable, situado a 1,5 km al noreste del pueblo de Benate. En el Sector Levantino de la Cordillera Ibérica, GOMEZ (1979) encuentra ammonoideos del Kimmeridgiense inferior. En el área de Albacete, BEHTEL (1970) sitúa el límite Kimmeridgiense-Titónico hacia la parte media de la unidad, y ARIAS (1978) encuentra en esta unidad ammonoideos del Kimmeridgiense también en este sector. Basados por tanto en criterios regionales, se asigna a esta unidad una edad Jurásico superior (Kimmeridgiense a Kimmeridgiense-Titónico).

No se han observado estructuras sedimentarias en los materiales de esta unidad, aunque sí cierta organización secuencial. La unidad básica son ritmos de calizas y margocalizas, que se organizan en secuencias de orden mayor caracterizadas por un aumento del espesor de los bancos calizos hacia la parte superior de la secuencia (Figura. 2.5.a).

La sedimentación de la Fm. Loriguilla dentro de la Hoja de Siles se ha llevado a cabo en un ambiente de plataforma interna, bastante restringida, en la que se llevó a cabo una elevada tasa de producción y sedimentación de carbonatos. Corresponde a ambientes submareales de baja energía relacionados con una extensa plataforma de ambientes protegidos de la acción del oleaje de buen tiempo, y únicamente sometida, de manera ocasional a la acción de las tempestades.

2.2.2.4.- Dolomías de grano grueso y color gris (23). Formación Calizas con oncolitos de Higueruelas (Kimmeridgiense).

Los materiales de esta unidad corresponden a los más altos del Jurásico en facies de carbonatos registrados en la región. Se ha estudiado una sección de estos materiales en el corte del Cambrón, que se encuentra situado en la vertiente oeste del Collado de Piedra, al sur de la Peña Cambrón.

En la sección reconocida la unidad tiene un espesor de casi 40 m. En la parte inferior del corte la unidad está representada por una sucesión de dolomías cristalinas gruesas de colores grises a beiges y blanquecinos, con los planos de estratificación con frecuencia ondulados a irregulares. En la parte superior se encuentran calizas “mudstone” y, ocasionalmente, calizas “wackestone” bioclásticas, cuya estratificación es con frecuencia nodulosa, y que hacia la parte alta pasan lateralmente a dolomías cristalinas gruesas. En ocasiones, se intercalan algunos bancos de calizas “boundstone” compuestos por pequeñas bioconstrucciones de corales de tipo faceloides. La unidad termina con una superficie ferruginosa bien marcada y con perforaciones biogénicas, sobre la cual se apoyan los materiales atribuibles al Cretácico.

Los restos fósiles son frecuentes en algunos niveles. Se reconocen restos de bivalvos, crinoídes, corales, ostríideos, algas, gasterópodos, ostrácodos, serpúlidos, y microfósiles. Entre estos últimos, en la base de la unidad, se ha reconocido Ataxophragmioides? y Lagenídos?. BEHTEL (1970) encuentra en Fuente Álamo (Albacete) fósiles de ammonoideos en ésta unidad que parecen corresponder al Titónico inferior, por lo que extiende esta edad al resto de la región. En base a estos datos regionales, se asignan a esta unidad una edad Titónico, aunque no se descarta la posibilidad de que parte de ella sea Kimmeridgiense-.

Las estructuras sedimentarias son escasas. En la parte basal de la unidad se encuentran secuencias estratocrecientes de calizas “mudstone” bioclásticas, compuestas por un término inferior con estratificación ondulada y un término superior en bancos más gruesos (Figura. 2.5.b). La parte inferior está constituida por dolomías cristalinas con los planos de estratificación ondulados en secuencias estratocrecientes (Figura. 2.5.c).

Hacia la parte superior de la unidad se encuentran calizas “boundstone” compuestas por pequeñas bioconstrucciones de corales, que en conjunto se disponen en secuencias estratocrecientes (Figura. 2.5.d).

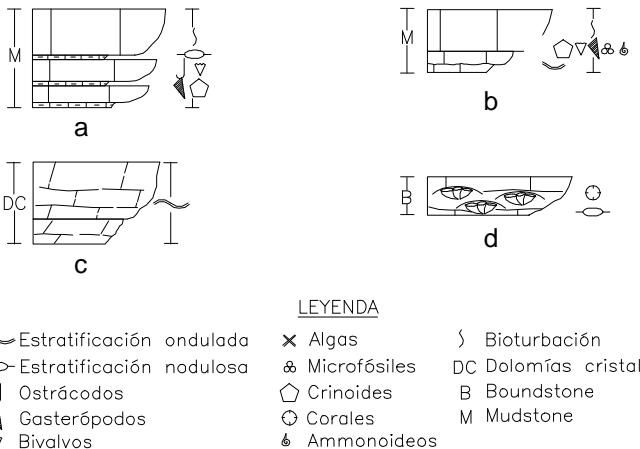


Figura. 2.5.- Secuencias tipo de los materiales de la Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla (a) y Fm. Calizas con oncolitos de Higueruelas (b-d), en la sección del Cambrón.

También se encuentran secuencias estratocrecientes compuestas por calizas “mudstone” bioclásticas nodulosas y bioturbadas (Figura. 2.6.a), así como calizas “mudstone” con intercalaciones de margocalizas, que constituyen secuencias estratocrecientes (Figura. 2.6.b). En otras ocasiones se observan secuencias constituidas por un término inferior margoso, un término intermedio de calizas “mudstone” y un término superior de calizas “mudstone” que pueden estar dolomitizadas (Figura. 2.6.c). La secuencia puede estar limitada en su techo por una costra ferruginosa de desarrollo variable.

Las últimas secuencias están constituidas por calizas “mudstone” que con frecuencia pasan lateralmente a dolomías cristalinas gruesas, y así aparecen en buena parte del área estudiada, las cuales se disponen en secuencias estratocrecientes con los planos de estratificación ondulados (Figura. 5d). El techo de la unidad, en el corte del Cambrón, está representado por secuencias estratocrecientes de calizas “mudstone” que acaban en una superficie ferruginosa y con perforaciones biogénicas (Figura. 2.6e).

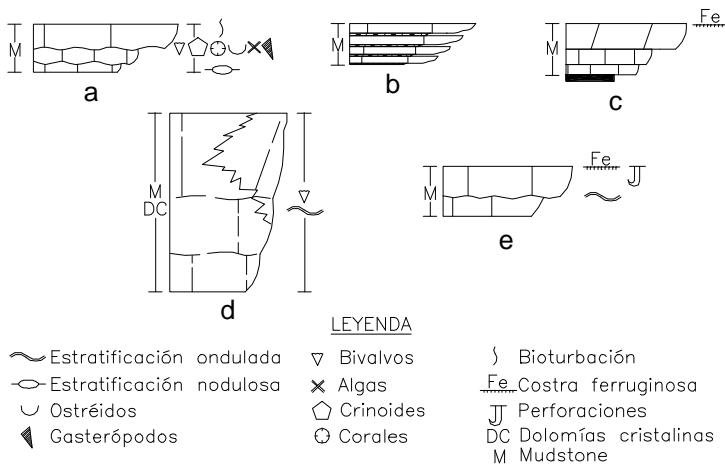


Figura. 2.6.- Secuencias tipo de los materiales de la Fm. Calizas con oncolitos de Higueruelas, en la sección del Cambrón.

La sedimentación los materiales de la Fm. Higueruelas en el área estudiada se llevó a cabo en un amplia plataforma de carbonatos generalmente de baja energía y salinidad normal, dominada por la presencia de fango micrítico y restos de organismos estenohalininos. Local y ocasionalmente se dieron las condiciones favorables necesarias para la formación de pequeños núcleos de biohermos de corales, que no llegaron a constituir cuerpos importantes, probablemente en parte por el exceso de fango de carbonatos presente en esta parte de la plataforma.

2.2.3.- Cretácico

Los materiales cretácicos aparecen en el sector sureste de la hoja de Siles y son claramente identificables porque constituyen los relieves más altos de la zona, siempre al sur de la falla E-O del Bellotar y al este de las fallas, de dirección NE-SO, que van por los ríos Guadalimar y Onsares.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, en cartografía se ha separado el Cretácico inferior con una unidad de calizas (24) y otra unidad detrítica (25) y el Cretácico superior con dos unidades carbonatadas (26 y 27), todas ellas claramente diferenciables.

2.2.3.1.-Calizas grises oscuras, lacustres (24). Barremiense-Aptiense inferior

Estas calizas afloran en unas pocas localidades dentro de la hoja de Siles. Están siempre asociadas a la Unidad detrítica suprayacente y tienen escaso desarrollo con unas potencias que no superan los 10-15 metros. Son de color gris oscuro, fétidas, con cantos negros, a veces con oncolitos, que nos indican con claridad su depósito en un ambiente continental, lacustre - palustre.

En la vertiente oeste del Collado de la Piedra, donde se ha levantado la sección del Cambrón; sobre los materiales de la Unidad 23 (Fm. Higueruelas) hay unos escasos afloramientos de esta Unidad de calizas, bastante cubiertos, compuestos por conglomerados y microconglomerados con cantos de caliza, redondeados, de tamaño máximo 4-5 mm de diámetro, y que pueden disponerse matriz o granosoportados, organizándose en secuencias estratocrecientes. Entre estos cantos es relativamente frecuente la presencia de cantos negros.

2.2.3.2.- Arenas blancas y arcillas versicolores (25)

Esta unidad terrígena está constituida por arenas mayormente blancas y arcillas de colores rojos, verdes y grises. Dada la escasez de buenos afloramientos y su poca potencia no se ha podido estudiar ninguna columna estratigráfica dentro del área cubierta por la hoja, como para hacer una caracterización sedimentológica de esta unidad. Sin embargo, en base a lo estudiado en la vecina hoja de Yeste (866), puede afirmarse que debe corresponder a depósitos transicionales marinos someros, en condiciones de llanuras mareas terrenas y playas, hacia depósitos fluviales.

Su edad sería Aptiense superior-Albiense.

2.2.3.3.- Dolomias blanco amarillentas microcristalinas estratificadas (26). Senomaniense-Turoníense

Se trata de una unidad dolomítica de color blanco amarillento, estratificada, que puede presentar en algunos sectores un aspecto masivo. Se identifica claramente no sólo por su color amarillento sino por su clara estratificación, a veces en bancos muy delgados (decimétricos).

Aflora en el sector oriental y sur de la hoja con espesores muy variables pudiendo adquirir más de 200 metros en el ángulo sureste, donde se sitúa por debajo de las calizas senonienses que forman el extremo sur del Calar del Mundo.

2.2.3.4.- Calizas estratificadas y tableadas color gris claro a beige (27). Senonicense

Las calizas de esta unidad se caracterizan por estar bien estratificadas, son de color gris claro a beige en fractura fresca y superan los 150 metros de espesor. Se encuentran en la parte este y sureste de la hoja de Siles por encima de la unidad dolomítica anterior. Se caracterizan por estar coronando relieves montañosos suavemente plegados, dando unos escarpes estructurales muy característicos en lo alto de los cerros. El estudio sedimentológico hecho en la hoja de Yeste (866) nos indica que se trata de calizas micríticas, a veces finamente estratificadas y laminadas con secuencias métricas de somerización en las que a techo se reconocen niveles desecados, brechificados, con perforaciones y huellas de raíces, gasterópodos y charophitas, así como con niveles de cantos negros. También hay algunos tramos de calizas bioclásticas con rudistas y miliólidos.

Esta unidad parecería haberse generado en ambientes que oscilan entre lagos costeros y los de plataforma somera.

La microfauna encontrada en los estudios de la Hoja 866 (Yeste) corresponde a Equinodermos, moluscos, Miliólidos, Textularídos, Valvulinídos, Ophtalmidiídos, Characeas, Ataxophragmiídos, Algas (*Thaumatoporella parvovesiculifera*), *Dicyclina* sp., *Discorbis* sp., *Cuneolina* sp., *Rotalina* sp., *Dicyclina?* sp., *Rhapydionina?* sp., indicando una edad Senonicense inferior.

2.3. TERCARIO

2.3.1.- Calizas marinas gris-beige claras masivas, a veces estratificadas (28). Mioceno

Se trata de un pequeño afloramiento situado en la cumbre del cerro Salfaraf, cerca del borde occidental de la hoja y a pocos kilómetros al norte de Puente Génave. Son calizas masivas que se sitúan discordantemente sobre las dolomías limeñas en la zona de la Cobertura Tabular de la Meseta.

2.3.2.- Conglomerados (29). Plioceno

Aflora en un pequeño, pero singular cerro, denominado Los Frailes por su singular morfología.

Estos conglomerados corresponden a depósitos de borde de una cuenca continental similar a la de Molinos en la hoja vecina de Este, pero que la tectónica desmembró completamente.

2.4. CUATERNARIO

2.4.1.- Bloques, cantos, arenas y limos. (30) Deslizamientos y (31). Coluviones. Pleistoceno-Holoceno

Los coluviones (31), originados en las vertientes, guardan una relación muy directa con los relieves más accidentados, estando en la Hoja bien representados, sobre todo en las zonas de mayor relieve. Están constituidos por bloques y cantos de naturaleza calcárea (calizas y/o dolomías) y matriz limo-arenosa más o menos abundante. Esta litología depende directamente las litologías aflorantes situadas topográficamente por encima de ellos, al igual que el tamaño y forma de los cantos, que están en función, de los procesos de meteorización, de la estructuración (diaclasado y estratificación), del tamaño de los escarpes y de su evolución entre otros.

En la unidad cartográfica de deslizamientos (30) se han agrupado tres tipos de acumulaciones: los depósitos tipo "debris" constituidos por cantos y bloques con matriz margosa, los deslizamientos superficiales (fluxos y reacciones) de otras formaciones superficiales no consolidadas como son coluviones y/o suelos desarrollados principalmente sobre las arenas y arcillas cretácicas y triásicas formados por arenas y limos con cantos y por último aquellos que afectan a macizos rocosos y otros deslizamientos mixtos o indiferenciados, constituidos por limos, bloques y brechas calcáreas.

2.4.2.- Conglomerados, arenas y limos (32). Glacis, abanicos. Pleistoceno-Holoceno. Conglomerados, arenas y limos arcillosos (34). Conos de deyección. Holoceno.

En la unidad (32) se han agrupado los abanicos aluviales y los glacis de cobertura. Los primeros, con morfologías de glacis, tienen un desarrollo superficial importante, marcando en el paisaje sus peculiaridades. Están constituidos por conglomerados, arenas y limos, teniendo a veces costras carbonatadas. Son depósitos con morfología semicircular, o de segmento de cono, que se extienden radialmente ladera abajo desde el punto en el que el curso del agua abandona el área montañosa.

Los glacis o pedimentos con una delgada cobertura de detritos, constituidos por limos arcillosos rojos y cantos, se presentan como un conjunto de rampas desarrolladas principalmente sobre los materiales blandos, detriticos, del Cretácico inferior.

Los conos de deyección (34) aparecen sobre las llanuras aluviales y/o fondo de valle, y excepcionalmente sobre terrazas y glacis, emplazados en la desembocadura de cursos de menor orden. Están constituidos por conglomerados, arenas y limos arcillosos.

2.4.3.- Cantos, limos y arcillas (33). Terrazas. Pleistoceno-Holoceno.

Las terrazas fluviales correspondientes al curso del Río Guadalimar y asociados presentan clastos mayoritariamente de naturaleza carbonatada y algunos de areniscas; por el contrario las del Río Guadalmena y Herrerías, que atraviesan terrenos paleozoicos están constituidos por cuarcitas, cuarzos y pizarras. El tamaño medio en ambos casos oscila entre 4-7 cm y 30-40 cm. La potencia observada en general no supera los 4 m.

2.4.4.- Cantos, gravas, arenas y limos (35). Fondo de valle. Holoceno

Esta unidad forma las llanuras aluviales que presentan un cierto desarrollo y que tienen unos depósitos similares a los de las terrazas de cantos, gravas, arenas y limos arcillosos, pero con un horizonte a techo de limos grises o pardos. Como Fondos de valle se incluyen además todos aquellos depósitos que tapizan la parte más baja de los valles y barrancos de la red secundaria.

3. PETROLOGÍA

3.1. ROCAS IGNEAS

3.1.1- Rocas filonianas

En esta Hoja se han diferenciado tres tipos de rocas filonianas, asociadas a las fracturas tardihercínicas de las que en esta zona se describirán en el capítulo de tectónica cuatro familias: 1) N70° a N90°E con rellenos de cuarzo con espesores hasta decamétricos y mineralizaciones del tipo BPG, 2) N120°E que suele llevar asociadas brechas de falla métricas con cantos de cuarzo asociado, 3) El sistema de fracturación conjugado NNO-SSE/NNE-SSO con una actividad hidrotermal de baja temperatura que suele llenar las fracturas de dirección NE-SO con cuarzo y mineralizaciones dispersas de sulfuros y 4) las fracturas normales de dirección N-S que suelen dar importantes saltos en cartografía.

3.1.1.1- Rocas básicas (1)

A parte de otros afloramientos de dimensiones incartografiadas repartidas por el ámbito noroccidental de la Hoja, en el sector centrooccidental y al norte del Cortijo de los Pesebres en la margen derecha del Embalse del Guadalmena, se localiza un afloramiento de rocas básicas cuya dirección es NNE-SSO, por lo que podían estar relacionados con el sistema de fracturación conjugado.

En corte fresco, estas rocas, muestran un color oscuro, generalmente verde oscuro, que cuando se alteran dan lugar a los típicos bolos redondeados de tamaño decimétrico con estructura en cáscara de cebolla.

En los diques de mayor espesor, como el citado afloramiento se observa una zonación simétrica desde sus bordes hacia el centro. En sus bordes, el tamaño de grano es fino, no porfídico, en tanto que en su parte central, llega a presentar textura holocrystalina de grano medio y porfídica con fenocristales de plagioclasa idiomorfa. Estos fenocristales muestran cierta tendencia fluidal con dirección subparalela a la del propio dique.

El estudio microscópico muestra una textura holocrystalina, inequigranular de grano medio y microporfídica.

Los minerales principales son: plagioclasa y piroxeno, y como secundarios, clorita, calcita y opacos.

En la plagioclasa se observan varios tipos o generaciones. Cristales de hábito euhedral en macla polisintética con zonación concéntrica normal; fenocristales con esta misma macla, aislados o en agregados con crecimientos en sinusoides, y finalmente, plagioclasa de carácter intersticial con hábito anhedral.

Todos estos tipos sufren importantes procesos de alteración que enmascaran las características originales. Esta alteración da lugar a agregados de sericitita, junto a calcita y más raramente, minerales del grupo de la epidota. El piroxeno se presenta en cristales de hábito anhedral a subhedral de grano medio y, esencialmente, es clinopiroxeno (augita). Muestran procesos de retrogradación con orlas de anfibol actinolítico y minerales opacos.

3.1.1.2.- Pórfido granítico (2)

Los mayores afloramientos se encuentran en el sector centrooccidental de esta Hoja, esencialmente al sur del Embalse del Guadalmena y entre las fracturas del Dehesón de Quiles, al norte y del Cerro de la Cruz al Sur.

En campo, los afloramientos muestran dos tipologías bien definidas que van desde diques métricos con direcciones NE-SO, y en menor cuantía Este-Oeste, a cuerpos intrusivos, con extensión kilométrica y geometría subcircular, como el que se cartografía en el borde occidental de la Hoja. Estos cuerpos tienen las mismas características postorogénicas que los diques, por lo que se han interpretado como subvolcánicos.

En campo se observa que son rocas de aspecto leucocrático, con un tamaño de grano fino y con textura porfídica, marcada por fenocristales de cuarzo y plagioclasa, de forma ocasional pueden observarse fenocristales de minerales maficos (biotita, hornblenda). En general, los fenocristales tienen un tamaño de 3-4 mm, con hábito subidiomorfo a idiomorfo. En los cristales de cuarzo se observan gollos de corrosión.

El estudio microscópico muestra texturas granofídica y porfídica. A veces se observa cómo la mesostasis ha recristalizado, formando agregados de grano muy fino, de los minerales principales. Los fenocristales son, principalmente, cuarzo y plagioclasa, en menor cantidad se encuentran biotita y anfibol. El cuarzo se presenta en cristales de hábito subhedral a euhedral, o bien con formas redondeadas y con gollos de corrosión. Este tipo de cuarzo es característico de cuarzos de alta temperatura. Sobre los bordes de estos fenocristales se desarrolla una textura coronítica, en la cual se pueden observar intercrecimientos micrográficos, granofíricos de cuarzo y feldespato o bien se desarrolla una textura fibroso-radial, constituida principalmente por cuarzo. La plagioclasa tiene hábito subhedral a euhedral, con macla polisintética y zonación concéntrica normal, con núcleos de composición andesítica y bordes de composición albítica. Es frecuente observar que sobre estos cristales de plagioclasa se desarrolla una textura esferulítica-radial, al igual que en el cuarzo. La biotita se presenta en cristales aislados o en agregados pequeños, tiene hábito subhedral, de color marrón-rojizo y pleocroico. Las inclusiones son de opacos, apatito acicular y circonio con halo pleocroico. Presenta procesos de cloritización bastante importantes. El anfibol es hornblenda, se presenta en cristales de hábito subhedral, de color marrón o verde y es pleocroico. Presenta procesos de retrogradación hacia un anfibol actinolítico más minerales opacos. La mesostasis presenta una cierta variabilidad en cuanto a la textura, observándose textura criptocristalina a holocrystalina de grano fino a medio-fino con texturas de

intercrecimiento micrográfico, granofídico. La composición de la mesostasis es de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Esta última muestra importantes procesos de alteración a clorita, incluso en algunas láminas delgadas, toda ella se encuentra transformada a clorita.

Tanto los diques como el cuerpo subvolcánico, intruyen en materiales con fuerte deformación y próximos al metamorfismo térmico de la Zona de Cizalla Extensional Santa Elena-Puente Génave (Z.C.E. SE-PG). Este núcleo metamórfico tiene intrusiones plutónicas como el stock de Santa Elena. Por tanto, es probable que las intrusiones de esta Hoja estén relacionadas con este episodio igneo.

3.1.1.3.- Cuarzo (3)

Aunque en esta Hoja prácticamente la totalidad de las cuatro familias de fracturas en las que se subdivide la etapa tardihercínica, llevan asociadas rellenos de cuarzo de poco espesor por lo que en general no son cartografiados.

El único afloramiento que se ha cartografiado se sitúa en el camino de La Marañosa al Embalse del Guadalmena. Se trata de un montículo entre los depósitos conglomeráticos del Triás inferior que aparentemente es el relleno hidrotermal de una fractura NE-SO a N70E y es exclusivamente cuarzo lechoso con alguna geoda de pequeño tamaño y muy escasos minerales opacos dispersos. Se observa algo tectonizado.

3.1.2.- Rocas plutónicas

3.1.2.1.- Granito de tendencia porfidica (4)

En el sector suroccidental de la Hoja a lo largo del valle del río Guadalimar desde La Puerta del Segura hacia el oeste hay una serie de afloramientos de rocas graníticas con litología bastante uniforme conocidos en bibliografía con el nombre genérico de Granito de Puente Génave del que el pequeño cuerpo aflorante en la Puerta del Segura muestra unas características composicionales algo diferentes.

Se trata de un granito biotítico, que en ocasiones contiene cordierita. En corte fresco la roca presenta un color gris claro a blanquecino con un tamaño de grano medio a grueso (5-7 mm) a medio (2-5 mm).

El cuarzo que forma parte de la mesostasis tiene un tamaño de grano medio, xenoformo a subidíomorfo, en este último hábito puede observarse golbos de corrosión. Puede observarse otro tipo de cuarzo de gran tamaño, (7-10 mm) con formas redondeadas, que resaltan en la mesostasis, sobre todo cuando el granitoide se encuentra ligeramente alterado.

La biotita puede encontrarse en cristales individuales de 1-2 mm, fina, subidiforme, con secciones hexagonales o bien forma pequeños agregados. También pueden observarse grandes placas, finas de biotita, con un tamaño de 5-7 mm. El carácter porfidico viene marcado por la presencia de fenocristales de feldespato potásico, estos se encuentran aislados, con una separación entre cristales de 10-20 cm, con formas tabulares y con un tamaño de 2-4 cm x 1 cm.

Las texturas que presenta este granitoide son holocrystalina, inequigranular de grano medio-grueso, hipidiomorfa.

Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, moscovita y, en ocasiones (afloramiento del Arroyo del Gavilán) cordierita. Como minerales accesorios hay opacos, circon, xenotima, apatito y turmalina. Dentro de los minerales de origen secundario se encuentran clorita, esfena, feldespato potásico, ilmenita, biotita, moscovita, pennita, sericitita, calcita y epidota.

El cuarzo se presenta en cristales de hábito anhedral a subhedral, estos últimos con formas redondeadas, a veces con caras cristalinas bien desarrolladas. Los cristales pueden ser monocristalinos o bien se encuentran formados por subgranos con límites y formas irregulares, con extinción normal o ligeramente ondulante. Tiene inclusiones de biotita y plagioclasa.

Otro tipo de cuarzo que puede diferenciarse, se encuentra como inclusión en el feldespato potásico, se presenta en cristales pequeños con formas redondeadas a hexagonales, monocristalinos con extinción normal.

El feldespato potásico se presenta en cristales de hábito subhedral, con caras cristalinas bien desarrolladas, con maclas de microclina y de carlsbad, es muy perítico de tipo "film" y "vein". Son muy ricos en inclusiones, las cuales tienden a disponerse de forma paralela a los bordes del cristal, estos son de cuarzo, biotita y plagioclasa. Cuando los cristales de FK se encuentran juntos, puede observarse una plagioclasa intergranular, policristalina, que puede llegar a ser muy abundante. Se puede diferenciar otro tipo de FK, de carácter intersticial y con macla de microclina.

La plagioclasa puede presentarse en cristales aislados o en agregados, donde puede presentar crecimientos en sinneusis. Los cristales tienen hábito subhedral, con macla polisintética y pueden no mostrar una ligera zonación concéntrica normal. Su composición varía desde oligoclasa a albita. En aquellos cristales donde el zonado concéntrico está más acentuado, la parte central se encuentra retrogradada a un agreado de grano muy fino de sericitita, epidota y calcita.

La biotita tiende a presentarse en agregados de 3 a 6 cristales, aunque también puede observarse en pequeños cristales aislados. En general, tiene hábito subhedral, con secciones listonadas a prismáticas. Tiene un pleocroismo que varía desde marrón rojizo oscuro a un marrón amarillento claro. Tiene inclusiones de minerales opacos, xenotima, y sobre todo circones, estos dos últimos minerales desarrollan halos metamórficos pleocroicos. Muestran diversos procesos de alteración, transformación, así puede observarse procesos de cloritización, dando como subproducto

rutilo sagenítico unas veces y otras a esfena-epidota y feldespato potásico, los cuales tienen forma de husos, y tiende a disponerse entre los planos de exfoliación (001). También pueden observarse en menor grado, procesos de moscovitización, que sólo se desarrolla en los bordes de los cristales.

La moscovita se encuentra en cristales de hábito anhedral y puede estar formando parte de la mesostasis o bien forma parte de los procesos de retrogradación y transformación de minerales principales esencialmente feldespato potásico y biotita. En el granito de la Puerta del Segura es más abundante que la biotita al contrario de lo que ocurre en el resto de los afloramientos.

La Cordierita, observada en el afloramiento del Arroyo del Gavilán, se presenta como cristales subidiomorfos, a veces fresca, en ocasiones poiquilitica incluyendo biotita y cuarzo en "gotas". En su mayoría esta transformada en pinita con algo de moscovita y biotita verdosa.

Otro mineral accesorio muy característico, sobre todo en el afloramiento de la Puerta del Segura tanto por su abundancia como por su tamaño es el círcón. Se presenta principalmente como inclusión en la biotita, en cristales de gran tamaño, con hábito euhedral, alguno de ellos bipiramiales, donde pueden observarse zonados concéntricos. También se encuentra formando parte de la mesostasis. La xenotina se encuentra en cristales aislados euhedrales, y como inclusión en la biotita.

Por tanto, estos granitos son similares a las series alumináticas descritas en áreas más occidentales (alineación Virgen de la Cabeza, Mogábar, El Guijo, Santa Eufemia) y cuyo emplazamiento se produjo en las etapas de fracturación tardihercínica.

3.2. METAMORFISMO

El metamorfismo que presentan los materiales en esta Hoja se ha originado en la Orogenia Hercínica. Es de dos tipos uno regional que afecta a todos los materiales paleozoicos precarboníferos, es un metamorfismo regional de grado muy bajo, sincinético con la primera fase hercínica, y el otro es un metamorfismo de contacto asociado a los apuntamientos graníticos de Puente de Génave, y una pequeña aureola de contacto asociada a algún plutón oculto, situada en el noroeste de la hoja.

3.2.1.- Metamorfismo regional

Aunque el metamorfismo está generalizado en toda la zona hay muy poca blastesis, en las pelitas se observa fundamentalmente orientación de las micas blancas: y en las areniscas texturas de recrystalización del cuarzo. CHARPENTIER (1976) estudiando la cristalinidad de la illita, en La Carolina, concluye que el metamorfismo es de grado muy bajo, situándose en el límite de la anquizona-epizona, esto permite suponer que la parte septentrional de la Hoja, con menos deformación, se encuentra en la anquizona.

Una de las características de las rocas pelíticas en el metamorfismo de grado muy bajo es que no muestran cambios significativos en su composición química. La persistencia de los minerales sedimentarios y los recrecimientos de los minerales previos, no hacen posible diferenciar por las láminas subzonas de metamorfismo. Por influencia de la segunda fase hercínica que produce una ancha zona de cizalla denominada Zona de Cizalla Extensional Santa Elena-Puente Génave (ZCE SE-PG), la blastesis de la primera fase se encuentra, hacia la zona central, y así al sur de la falla del Dehesón de Quiles, hay un incremento importante en metamorfismo y deformación. Se observa que al Sur de la falla la S1 se marca por la orientación de las micas blancas, y la presencia en la matriz de clorita. Los blastos sedimentarios de clorita y feldespato se observan reorientados y especialmente el cuarzo está recristalizado sincinéticamente, marcando las superficies S de la fábrica milonítica, y llenando los halos de presión de los cristales primitivos.

En la medida en que se acerca a la parte central de la ZCE SE-PG, aparece la biotita y se observa un aumento de la recrystalización generalizado en todos los componentes de la roca, apareciendo una fábrica de tipo SC bien marcada. Al microscopio no se observan cambios minerales. Con las limitaciones del tipo de estudio realizado toda la zona se considera dentro de las facies de esquistos verdes, zona de clorita+moscovita+albita. Este metamorfismo regional es sincinético con la fase primera hercínica, por tanto es el metamorfismo regional de este sector del Macizo Ibérico.

3.2.2.- Metamorfismo estático

3.2.2.1.- Metamorfismo de contacto

En relación con los apuntamientos graníticos de Puente de Génave, en los Arroyos del Gavilán y del Moral se observa una recrystalización progresiva en las pizarras, areniscas y cuarcitas del Devónico superior-Carbonífero inferior, llegando a alcanzarse condiciones de corneanas con cordierita y feldespato potásico.

Las paragénesis de zonas más lejanas a más próximas a los apuntamientos graníticos, pasan de cuarzo+moscovita+biotita, a cuarzo+moscovita+biotita+andalucita y cuarzo+biotita+cordierita+feldespato potásico.

En algunas areniscas que originalmente contenían cierta proporción de carbonatos, el metamorfismo de contacto dio lugar a paragénesis con anfíbol y granate cálcico, como en un afloramiento situado en el km 231,200 de la carretera N-322.

Por último, hay que añadir que en el Arroyo del Parapán, al noroeste de la hoja, hay un área de forma circular y unos 200 m de diámetro en la que se observa metamorfismo de contacto, con desarrollo de pizarras mosqueadas. Estas pizarras no tienen deformación, por lo que no es asimilable al metamorfismo de la segunda fase, debe tratarse de un pequeño cuerpo intrusivo no aflorante tardihercínico.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCION FISIOGRÁFICA

La Hoja de Siles se localiza en el límite de dos grandes unidades morfoestructurales de la Península Ibérica: La Meseta Central y las Cordilleras Béticas, más concretamente entre el extremo más oriental de Sierra Morena y el borde septentrional de la Cordillera subética, representada por los relieves de las Sierras de Cazorla y Segura. La primera unidad aparece representada en el tercio noroccidental de la Hoja, correspondiendo el resto a la segunda.

Presenta un relieve con dos sectores fuertemente contrastados, correspondientes a esas dos grandes unidades morfoestructurales; la primera muestra una topografía moderada con altitudes entre 700-800m en la que se encajan los cursos fluviales del Guadalmena y del Herreros (620m al salir de la Hoja y de 600m en la cola del embalse respectivamente) y de la que sobresalen pequeños cerros entre los que destacan La Marañosa (846m) y Pozo del Nevazo (877m).

El otro sector por el contrario, muestra un relieve abrupto con grandes contrastes altimétricos entre las cumbres de las alineaciones montañosas y los fondos de las depresiones, oscilando entre los 1000-1551m del relieve mas alto de la Hoja (Peña Cambrón) y los valles intercalados entre ellas, siendo el principal el del Río Guadalimar, con cotas entre 740 y 520m al entrar y salir de la Hoja respectivamente.

Desde el punto de vista hidrológico, la red fluvial se encuentra bien desarrollada perteneciendo a la subcuenca del Río Guadalimar, afluente del Guadalquivir. El Guadalimar ofrece un largo recorrido cruzando casi diagonalmente la Hoja en sentido NE-SO, siendo sus principales afluentes por la derecha el Río Onsares que discurre con un trazado parecido y el arroyo del Gavilán; por la izquierda, los afluentes son mas numerosos y con trazados sensiblemente ortogonales (SE-NO) al principal, destacando entre otros y de NE a SO el Río Frío, el Carrizas, el arroyo de los Molinos y los Ríos Morles y Trujala.

En el tercio norooccidental de la Hoja drenaje se organiza en torno al Río Guadalmena, que describe profundos meandros encajados en el sustrato paleozoico. Al sur de éste, el Río Herreros va encajándose progresivamente hacia el SO, quedando este efecto enmascarado por el embalsamiento (Embalse del Guadalmena) aguas abajo de su confluencia con el Guadalmena, en la adyacente Hoja de Venta de los Santos.

El clima de este sector se caracteriza por ser de tipo Mediterráneo Continental con cierta tendencia a la aridez, con una temperatura media anual de 10,5°C, con amplitud de variación de -10° a +37° C, siendo Julio y Agosto los meses más calurosos del año, y Diciembre el más frío. Las precipitaciones medias anuales oscilan entre los 500 y 700 mm; registrándose los valores más altos hacia los bordes sur y oriental, debido al “efecto relieve”.

La vegetación autóctona es relativamente importante en la superficie de la Hoja, aunque repartida en manchas de muy diferente densidad y tamaño, habiendo quedado preservada fundamentalmente en los montes de titularidad pública o donde la competencia del sustrato rocoso y la inclinación de las vertientes no han permitido el laboreo agrícola. La vegetación de estas zonas está constituida por matorral con arbollado y antiguas repoblaciones de pinos *negrals*, *salgareño* y *pinaster*.

Destacan como especies las encinas (chaparras), aveces adehesadas en las zonas bajas, y quejigos. El matorral lo constituyen brezos, jaras, aulagas, retamas, romeros y tomillares; y entre los arbustos destacan los madroños, majuelos, escaramujos y zarzamoras.

En las vegas de los principales ríos y arroyos aparecen plantaciones de chopos más o menos extensas y las características asociaciones silvestres de rivera con olmos, fresnos, chopos, álamos blancos, sauces y especies arbustivas fundamentalmente espinosas.

Sin lugar a dudas, el cultivo más representativo y riqueza indiscutible de la zona es el olivar, que tapiza sobre todo las laderas de las sierras; le siguen con menor incidencia el secano cerealista, sobre todo en el tercio NO, con trigo, cebada y avena, y de forma minoritaria o puntual los de regadío, limitados a algunas vegas aluviales, dedicados al autoconsumo: patatas y hortalizas (pimientos, col, cebollas, etc.), maíz forrajero y frutales. En cuanto a la ganadería, es de destacar el ganado ovino y caprino, le sigue el porcino y por último, con menor incidencia el vacuno.

Los núcleos urbanos más importantes son siete: Siles, la Puerta del Segura, Puente de Génave, Villarrodigo, Torres de Albánchez, Génave y Benatae. Distribuyéndose el resto de la población en pequeñas y numerosas aldeas, los denominados “cortijos” repartidas por toda la superficie de la Hoja. La zona más despoblada corresponde a la esquina NO, correspondiente a grandes fincas dedicadas a la caza mayor.

Las comunicaciones son buenas destacando la carretera nacional N-322 Jaén-Albacete, así como el entramado de carreteras autonómicas de segundo orden y vecinales que comunican las diferentes localidades, entre las que destacan la A-317, Puente de Génave-Orcera, A-310, La Puerta del Segura-Siles, la CM-3204, Siles- Riopar y la CM-3205, Villaverde del Guadalimar-Bienservida. Existiendo también una densa red de caminos vecinales y pistas agrícolas y forestales afirmadas.

La principal fuente de riqueza es la agricultura, destacando en primer lugar el olivar siguiéndole en importancia las explotaciones forestales de pinos choperas, sin olvidar la ganadería ovina-caprina y porcina. Por último, señalar los incipientes polígonos industriales ubicados en las tres

poblaciones importantes, y las inversiones realizadas en el sector hostelería para captar el “turismo de naturaleza” por la belleza paisajística indudable de la zona, enmarcada en el Parque Natural de las Sierras de Cazorla, Segura y Las Villas.

4.2 ANTECEDENTES

La bibliografía que existe sobre la zona, relativa a referencias geomorfológicas concretas es escasa, estando siempre referida a aspectos regionales. Los primeros trabajos se deben a HERNÁNDEZ-PACHECO, E (1949) que distinguía en la Mancha dos subregiones naturales, “una, la genuina llanura manchega, que comprendía la mayor parte. Otra, el Campo de Montiel”; SOLÉ, L (1952), ROMMERSKIRCHEN, E. (1978), acerca de la morfogénesis de la Mancha, LAUTENSACH, H. (Trad. 1967) sugiere que el Campo de Montiel, además de la penillanura “post-pontica”, habría superficies de erosión más antiguas preservadas en las zonas culminantes. MARTÍN SERRANO y GARCÍA ABBAD (1979, a y b) proponen un modelo de sistematización morfoestructural del extremo suroriental de la Meseta. SOLÉ, L (1983), habla de la penillanura pretriásica y de la penillanura poligénica en la Meseta Central española. PEREZ-GONZÁLEZ (1982) describe que en la Plataforma de Campo de Montiel existe un relieve policíclico de superficies escalonadas con niveles de base distintos y que han sufrido diferentes deformaciones tectónicas. ALFARO et al. (1991) estudian la neotectónica y la sismicidad asociada en el borde suroriental de la Meseta Ibérica en su conexión con las Béticas.

LOPEZ BERMUDEZ, F. (1974) y CUENCA PAYÁ, A. (1976) estudian la geomorfología del karst del Calar del Mundo, mientras que LÓPEZ BERMUDEZ y LÓPEZ LIMIA (1989) en un trabajo más amplio, analizan la geomorfología del karst prebético en su conjunto. GOY et al. (1994) describen las principales unidades morfotectónicas de las Béticas, y en concreto, de la unidad subbética, que aparece representada en la Hoja, mientras que GUTIERREZ ELORZA y PEÑA MONNÉ (1994) describen y consideran la plataforma tabular del Campo de Montiel como parte de la Cordillera Ibérica.

Un significativo avance se produce en los últimos años, con la realización para el proyecto MAGNA de Mapas Geomorfológicos a escalas 1:50.000 con sus respectivas Memorias, sobre todo de Hojas próximas (Hojas: 839, 840 y 864).

4.3 ANALISIS GEOMORFOLÓGICO

En este apartado se analizará el relieve de la Hoja desde un punto de vista estático pero considerando dos aspectos, uno endógeno y otro exógeno. El primero referido a la morfoestructura (GARCÍA ABBAD, 1978), es decir, a la configuración arquitectónica estructural (tectónica), teniendo en cuenta tanto la naturaleza litológica como la disposición de los materiales, como soporte o substrato en la que se va finalmente a labrar el modelado, por obra de la acción de los diferentes agentes externos o “sistemas morfogenéticos”, relacionados con el segundo aspecto.

4.3.1.- Estudio morfoestructural.

Como ya se mencionó anteriormente, esta Hoja queda ubicada entre dos grandes unidades morfoestructurales o conjuntos geomorfológicos de primer orden: La Meseta o Macizo Hespérico Meridional y las Cordilleras Béticas.

A la primera unidad, corresponderían el zócalo hercínico aflorante y la cobertura mesozoica subhorizontal (actualmente muy desmantelada) que lo fosiliza, distribuidos por el tercio NO de la Hoja y que denominaremos en su conjunto Unidad Tabular (s.l.). La serie paleozoica (Ordovícico medio-Devónico inferior) está constituida por un potente conjunto eminentemente pizarroso con dos discretos niveles cuarcíticos intercalados: Las “Cuarcitas Botella” y la “Cuarcita de Criadero”. La cobertura mesozoica formaría parte de la denominada Unidad tabular de Campo de Montiel, bien desarrollada y conservada en Hojas situadas al NO, donde está constituida por dos conjuntos litoestratigráficos: el inferior de edad triásica, constituido por conglomerados, areniscas y arcillas, con niveles margo-yesíferos a techo y el superior de naturaleza carbonatada (dolomías y calizas) y de edad jurásica.

Esta cobertura apenas está deformada, adaptándose (fosilizando) a las irregularidades del zócalo paleozoico; el carácter tabular de esta región sería reflejo de la escasa accidentación de dicho basamento. En el contexto de la Hoja de Siles, esta plataforma ha sido desmantelada prácticamente en su totalidad por la gliptogénesis fluvial de los ríos Guadalmena, Herreros y Guadalimar, quedando vestigios a modo de cerro testigo en el sector suroccidental (Salfaraf, 1074m).

La morfología de la zona se presenta como una suave planicie actualmente disectada por el encajamiento más o menos acentuado de la red fluvial. Esta planicie en realidad está definida, ni más ni menos, por la Penillanura Pretriásica (SOLÉ, 1983) que ha sido exhumada por la denudación de la cobertura, y que reaparece en la morfología del paisaje de algunos sectores, o por el reflejo directo de ésta, en forma de replanos estructurales correspondientes a los niveles conglomeráticos basales cementados de la serie triásica que fosiliza dicha penillanura.

Los niveles cuarcíticos, más competentes que el resto de la serie pizarrosa del zócalo, destacan ligeramente como relieves de resistencia a modo de “hartlinges”, tanto sobre el nivel de penillanura, como entre la delgada cobertura triásica conservada.

La segunda unidad corresponde a la Cordillera subbética GOY et al. (1994), que sería más o menos equivalente al Prebético externo (Dominio Tectónico), o Unidad morfoestructural de escamas prebéticas (MARTIN-SERRANO y GARCÍA ABBAD, 1979 a y b). A diferencia de la cobertura tabular, el Prebético externo se encuentra afectado por la Orogenia Alpina, que da lugar en esta región en particular, a una estructura singular de pliegues y cabalgamientos apretados que se conoce como “Arco de Cazorla-Alcaraz” y que “domina” topográficamente sobre las unidades vecinas. Esta estructuración vergente hacia el NE y N, corresponde al “píramide orogénico frontal” del Orogeno Bético.

La constitución litoestratigráfica de la Unidad de Escamas del prebético difiere sensiblemente de la de la Unidad Tabular, por un lado se observa un considerable incremento del espesor del revestimiento triásico y jurásico, existiendo además un Cretácico superior y un Mioceno medio marino (Serravaliense), también calcáreo que ha actuado solidariamente con el plegamiento. Los sedimentos posterorrogénicos del Mioceno superior-Plioceno se acumularon en cuencas continentales lacustres y fluviolacustres (CALVO et al. 1978).

Esta accidentación tectónica, unida también como es lógico a la fuerte incisión fluvial organizada en torno al Guadalimar, se refleja en el relieve que se presenta bastante más quebrado y accidentado que en el otro sector de la Hoja, quedando los macizos calcáreos jurásicos y/o cretácicos con abruptos cantiles, colgados por encima de las depresiones arcillo-margosas del trías fácilmente erosionable y con topografía más ondulada. El borde externo de esta Unidad de Escamas quedaría delimitado en la Hoja por la sierra (Golilla, 994m; Picazo, 1.296m, El Atalayón 1.333m) que cruzándola con rumbo NE se extiende inmediatamente al sureste entre las localidades de Puente de Génave, al sur, y Villarrodigo al norte. Desde la Penillanura Pretiásica se manifiesta como un pronunciado escarpe topográfico del orden de 400-500m de desnivel a modo de frente de cuesta.

Sobre estas dos Unidades morfoestructurales, cada una de ellas con unas litologías y una estructura determinada, han actuado los procesos externos, bajo unas determinadas condiciones climáticas. Sin duda el modelado fluvial es el principal agente responsable de los grandes rasgos del modelado actual sobre la dos Unidades, pero en cada una de ellas se manifiestan otras morfogénesis que perfilan el relieve. Así, prácticamente toda la Cobertura Tabular, ha desaparecido como tal por erosión fluvial, quedando reducido el paisaje a la Penillanura pretiásica, remarcada en este caso por los replanos estructurales de la base del trías que la fosilizan, por ello las pequeñas crestas y resaltos estructurales de cuarcitas paleozoicas tienen el carácter de "harlinge" o de pequeños inselbergs de resistencia. Esta Penillanura representa el "nivel general de la topografía" de MARTIN-SERRANO, 1979 y GARCÍA ABBAD y MARTÍN-SERRANO, 1980, y es equiparable a la "superficie fundamental" ("penillanura fundamental de la Meseta" de SOLE, 1958) que como allí, tendría el carácter de "superficie grabada" o "echtplain" en el que las raíces del frente de meteorización todavía se conservan (>20m) en algunos puntos. La "superficie inicial" de esos mismos autores, o "nivel de cumbres" de los grandes relieves cuarcíticos (crestas apalachianas) desarrollados sobre las Cuarcitas Armorianas, se manifiesta en la Sierra del Relumbrar, en las Hojas de Bienservida (840) y de Villanueva de la Fuent (814), situadas inmediatamente al norte. En ellas se puede observar como dicho "nivel de cumbres apalachiano", que también está fosilizado por el Trías va suavemente perdiendo cota desde los 1.153m (Pilas Verdes) hacia el NE hasta sumergirse bajo la Plataforma Tabular del Campo de Montiel (Peñas Blancas 1.029m).

Por otra parte, la progresión en el tiempo de la "onda de erosión remontante" en esta Hoja, se pone de manifiesto por el escarpe morfológico sobre el nivel de penillanura señalado en el Mapa y por las laderas relictas (facetas triangulares de ladera) que aparecen al pie del Salfaraf, relieve estructural y "cerro testigo" de la Plataforma Tabular.

La Unidad de Escamas presenta también una morfogénesis fluvial importante, que se manifiesta su capacidad erosiva en los fuertes desniveles (>300m) existentes entre las sierras o macizos calcáreos y los fondos de los valles. Esta incisión, que pone en evidencia el carácter de relieve estructural plegado y fallado, y el control que la diferente "competencia" litológica juega en el modelado, se ve además resaltada, no sólo por la presencia de fondos aluviales, sistemas de terrazas (Río Guadalimar) y conos aluviales de diferente extensión, sino también por el gran desarrollo de los depósitos tanto de ladera como de los glaciares que han modelado las amplias vertientes y piedemontes.

La presencia en esta unidad de abundantes materiales karstificables correspondientes al jurásico y al cretácico, unido a una disposición morfoestructural favorable en el que las sierras calizas y dolomíticas ofrecen laxos pliegues y fracturas de cierta importancia que favorecen los procesos de disolución, infiltración y circulación subterránea, confieren a este relieve unas peculiaridades morfológicas únicas, tanto de carácter superficial (modelado exokárstico) como subterráneo.

El modelado Kárstico en el sector Prebético se inicia al final de las fases alpinas en el Mioceno superior, aunque su principal desarrollo tendría lugar durante el Plioceno y el Pleistoceno inferior (LÓPEZ BERMÚDEZ y LÓPEZ LIMIA, 1989; GOY et al, 1994)

4.3.2.- Estudio del modelado y formaciones superficiales.

Conocidas por una parte las diferentes características tanto litológicas como estructurales del sustrato geológico en las dos Unidades morfoestructurales definidas anteriormente, y por otra, el principal agente que ha desencadenado y condicionado el modelado: la morfogénesis fluvial, se describen a continuación las diferentes morfologías (formas) tanto denudativas como de acumulación (depósitos), derivadas de la actuación de los agentes externos, agrupados en sistemas morfogenéticos según los procesos que las han generado.

4.3.2.1.- Modelado endógeno

Formas estructurales.

Las formas estructurales son más significativas en la Unidad de Escamas, donde definen los grandes volúmenes del relieve; y que por peculiaridades en el estilo tectónico de esta Hoja, podemos considerar como un relieve estructural de plegamiento de "estilo jurásico" fuertemente trastocado por la fracturación. No obstante, hacia la esquina nororiental el estilo más imbricado del plegamiento, con cabalgamientos vergentes al NO determinan una sucesión de frentes escarpados.

Las sierras (Picazo, 1.296; Oruña, 1.153; Peñalta, 1.412; etc.) y los relieves calcáreos más compactos o macizos (Sierra del Calderón, 1.231; Cambrón, 1.550; Cerro Bucentaina, 1.395; Cerros del Pedregoso y de Los Calarejos, 1.664; Rayuela, 1.507; Cabezo, 1.205), se resuelven frecuentemente en abruptos cantiles o escarpes estructurales de distinta magnitud, que corresponden a las diferentes formaciones o tramos dolomíticos y calizos de las series jurásica (Dol. del Liás y del Dogger) y cretácica (Dol del Cenomanense-Turonense y calizas del Senoniense).

Configurando unas veces “laderas compuestas” coronadas por una comisa o cantil resistente bajo las que afloran los materiales arcillosos del triás, otras veces conforman “laderas complejas” con varios resaltes en gradierío de paredes verticales, que la incisión fluvial realza como acantilados rocosos de hasta más de 300m de desnivel, como en Los Calarejos-Rayuela, y que se debe a la erosión diferencial entre los diferentes paquetes de dolomías y calizas del cretácico superior.

En las depresiones o valles intermontanos desarrollados a favor de los materiales más lábiles de la serie triásica destacan también otros escarpes estructurales, aunque de mucho menor envergadura que los anteriores, pero significativos dentro de su contexto. Corresponden principalmente a facies Muschelkalk y en menor medida a niveles de areniscas del Bunt y del Keuper. Los primeros corresponden a tres intercalaciones de 10-20m de potencia de calizas finas tableadas, que afloran principalmente entre el Río Guadalimar y Siles, dando tanto discretos resaltes como dorsos de cuestas inclinadas al SO. Inmediatamente al sur del Río frío, éstos niveles dibujan una estructura cerrada tipo combe que corresponde a un anticlinal excavado en su chernaña. Las areniscas, con potencias algo menores (5-15m) corresponden a cuerpos tabulares que dan lugar a pequeñas cornisas de gran continuidad lateral, al pie de las laderas del Atalayón y de la Sierra del Picazo, al NE y SO de Villarrodrigo, o en el propio escarpe de la margen derecha del Guadalimar, al ONO de Benatae.

En la Unidad Tabular se han diferenciado: por un lado, replanos estructurales con disposición horizontal, conformados mayoritariamente por los niveles basales del triás, conglomerados y areniscas fundamentalmente, y que “calcán” la superficie de la penillanura pretriásica.

Los otros elementos o formas diferenciadas corresponden a crestas y escarpes estructurales originados por la existencia, dentro del conjunto esencialmente pizarroso del zócalo arrasado, de intercalaciones con mayor resistencia frente a la erosión, como son las Cuarcitas Botella y del Criadero, y en menor medida areniscas devónicas. Se trata por tanto, de pequeños relieves residuales de resistencia elongados según la dirección de las capas que dibujan los pliegues hercénicos, originados por erosión diferencial, destacando como “hartlings” sobre la penillanura, apareciendo actualmente por exhumación de la cubierta mesozoica en diferentes zonas de esta Unidad.

Se han reseñado asimismo fallas con expresión morfológica de rumbo NO-SE, algunas con escarpe más o menos conservado, desnivelando a la base del triás dando bloque hundido al SO, y por tanto de claro rejuego alpino; y de igual modo en la Unidad de escamas se han señalado otras fallas, unas con rumbo E-O, como las que limitan los relieves del Cambrión-Cerro del Cabezo y el extremo septentrional del macizo de Oruña, y otras NE-SO, como la de la Sierra del Calderón y las del borde septentrional de La Bucentaina y del macizo de Rayuela; esta última tiene continuidad en la vecina Hoja de Yeste (866), formando parte de todo un sistema que afecta y controla el borde noroccidental del Calar del Mundo.

4.3.2.2.- Modelado exógeno

Formas de ladera.

Como ya mencionamos anteriormente, la morfoestructura impuesta a la serie litoestratigráfica de la Hoja, ha configurado unos relieves discontinuos constituidos por macizos y sierras calcáreas, que quedan como bloques colgados en las divisorias de los interfluvios sobre materiales arcillosos mucho más lábiles en las que se desarrollan las depresiones correspondientes a los valles fluviales.

Sobre las vertientes de dichos interfluvios se originan frecuentes “laderas compuestas” (GUTIERREZ ELORZA, 2001 a), coronadas por un escarpe de roca resistente, en el que actúan diversos procesos erosivos que producen su retroceso. Los materiales resultantes de la destrucción de este resalte, junto con otros procedentes del sustrato infrayacente se concentran en zonas preferentes de las vertientes, constituyendo una ladera de detritos.

Estos depósitos superficiales reciben la denominación de coluviones o taludes de derrubios; pueden cubrir total o parcialmente la ladera, el desplazamiento de estos materiales por la vertiente, se realiza como una autotraslación, bajo la acción directa de la gravedad, por lo que gran parte de los procesos de vertiente se denominan gravitacionales, no obstante, es evidente que junto a los gravitacionales, intervienen otros procesos como pueden ser la arroyada, laminar o en regueros y los relacionados con el periglaciarismo principalmente.

Los depósitos coluvionales pueden llegar a desestabilizarse por diferentes causas, dando lugar a deslizamientos, o ser afectados por erosión en regueros y abarrancamiento que progresivamente van desmantelando el depósito, descubriendo el sustrato arcilloso y generando un modelado en cárcavas.

En las “laderas complejas”, formadas en este caso por alternancias de materiales de distinta competencia, como ocurre en el macizo de los Calarejos-Rayuela, los coluviones aparecen colgados a diferentes alturas.

Finalmente, en la parte baja de la vertiente, a veces mediante una ruptura o concavidad basal, se desarrollan pedimentos que enlanzan con la llanura aluvial.

Los coluviones por tanto, se originan en las vertientes, guardando una relación muy directa con los relieves más accidentados, estando en la Hoja bien representados, sobre todo en la unidad oriental de más relieve. La litología de estos depósitos depende directamente, como es lógico, de las litologías aflorantes situadas topográficamente por encima de ellos, al igual que el tamaño y forma de los cantes, que están en función, de los procesos de meteorización, de la estructuración (diacrasado y estratificación), y del tamaño de los escarpes y de su evolución entre otros. Mayoritariamente presentan cantes de naturaleza calcárea (calizas y/o dolomías) y matriz limo-arenosa más o menos abundante.

La excepción a este tipo de litologías y con menor representación serían las pedrizas, acumulaciones de cantes y bloques originados principalmente por gelifracción y acumulados por gravedad, por lo que suelen poseer pendientes mínimas superiores a los 30°, que permiten la

movilización a lo largo del talud en ciclos de hielo-deshielo mediante solifluxión y “frost creep”. Los clastos son angulosos, de tamaño variable y usualmente desprovistos de finos en superficie (textura “openwork”); en profundidad y sobre todo al pie de los mismos, se enriquecen en arcillas y/o margas. En depósitos calcáreos, es frecuente que los cantos estén cementados entre ellos en las superficies de contacto, mediante meniscos o precipitaciones carbonatadas de tipo vadoso.

El origen de todas estas pedrizas en general, hay que enmarcarlo en el pasado y bajo la influencia de un régimen morfológico periglaciar no muy acentuado (fases frías pleistocenas y del Holoceno superior) en el que los procesos de crioclastia o gelificación eran dominantes.

Los mejores ejemplos de este tipo de depósitos (no diferenciados del resto en la cartografía) aparecen orlando los macizos del Cambrón, La Bucentaina y Los Calarejos-Rayuela. Mención aparte merece el coluvión antiguo (b) conservado al NO de la aldea de Los Maridos. Está constituido por brechas calcáreas cementadas, llegando incluso a desarrollarse, al pie de las mismas, depósitos de travertinos también antiguos.

En origen se trataría inicialmente de una ladera compuesta en la que la cornisa resistente, que ha desaparecido como tal, por degradación, sería equivalente a los actuales relieves del Cerro de la Atalaya y del Alto del Morrón. Con posterioridad, dicha ladera es incidiada por erosión hidrálica, quedando conservado este retozo de ladera relictiva individualizada (Cerro Segura), con la forma triangular “típica” (*Facetas triangulares de ladera*, GUTIÉRREZ ELORZA, 2001 a) y el vértice dirigido hacia la “paleocornisa”. Esta ladera relictiva queda “adelantada”, destacando en la vertiente con respecto a los depósitos más recientes, más próximos a la actual cornisa, y que en la actualidad, están siendo también incididos. Otros buenos ejemplos de laderas relictas con la misma morfología aparecen en la esquina SO de la Hoja, alrededor del cerro testigo Salfaraf. El origen es el mismo, inicialmente se trataba de un cerro aislado con forma tronco-cónica de mayores dimensiones que el actual, a modo de relieve tabular coronado por un resalte de calizas y dolomías jurásicas y de calizas miocénicas, dando origen a una acumulación con cantos de las referidas litologías, que lo orlaban. Con posterioridad a su elaboración, tiene lugar una etapa de incisión que destruye gran parte de la acumulación, reduciendo además sensiblemente el volumen del cerro, sobre todo con respecto a los diámetros de base y coronación, no así en altura, al estar protegido por un nivel resistente. Las laderas relictas de esa etapa primera de acumulación (b) se presentan con disposición radial con respecto al actual relieve del Salfaraf, estando algunas incluso totalmente desligadas, como cerros aislados de la ladera actual (Cerros Padastro, los Carrillones, El Espejuelo y La Mata Fria). Por otra parte, los depósitos posteriores a esta etapa inicial situados alrededor del relieve actual, también están siendo erosionados y conformados como facetas triangulares, lo que nos indica una nueva etapa de incisión.

Esta modificación de los procesos morfogénicos dominantes de acumulación y de erosión, se viene interpretando por parte de muchos autores como consecuencias de cambios climáticos, entre otros y para la Península: SANCHO et al. (1988), GUTIÉRREZ et al (1988) y GUTIÉRREZ ELORZA y SESÉ (1999); señalándose que las etapas con mayor vegetación corresponden a los períodos más húmedos (pluviales), con un predominio de la acumulación de detritos en las laderas, mientras que los procesos de erosión/incisión, que individualizan las facetas triangulares de ladera, son los dominantes en las etapas secas/cálidas, que provocan una disminución de dicha cobertura vegetal.

Otros procesos que tienen lugar en vertientes con esta tipología, son todos aquellos movimientos “ladera abajo” de suelos, derrubios o rocas bajo la influencia directa de la gravedad, y que son denominados colectivamente como deslizamientos o movimientos en masa (“mass wasting”, EASTERBROOK, 1999).

Los deslizamientos son tan numerosos y variados que constituyen uno de los principales rasgos morfológicos de la Hoja. En todos los casos esta inestabilidad de las laderas, está muy condicionada por la fuerte inclinación de las mismas y por la débil competencia del sustrato (arcillas y yesos del triás).

De forma puntual se han reconocido desprendimientos de bloques, en general de poca entidad, por lo que no se han diferenciado en la cartografía. Estos tienen lugar por descalse (zapa) de las numerosas cornisas y resaltes de niveles competentes de dolomías y calizas.

En el mapa se han señalado aquellos deslizamientos de mayor entidad y que por tanto son cartografiados, como formación superficial aparecen identificados con la misma sigla (a), habiéndose agrupado para simplificar en dos tipos de formas, en función del tipo de movimiento y del material involucrado (VARNES, 1978; SUMMERFIELD, 1991). Por una parte tendríamos los deslizamientos rotacionales en macizos rocosos (“rotational rock slump”), en los que se conserva la estructura del bloque deslizado, representándose dicha estructura en forma de resalte estructural. Frecuentemente el bloque deslizado se presenta inclinado hacia la superficie de rotura (buzando a contrapendiente) a causa de la componente rotacional del movimiento, dando lugar en algunos casos, a depresiones o replanos conformados en el dorso del bloque rotado y a relieves transversales convexos (caballones), originados al “amontonarse” el material en la parte inferior o pie del deslizamiento.

Por otra parte tenemos los deslizamientos (s.l.) y “debris slide”, donde están incluidos, en el primer caso, aquellos deslizamientos que afectan fundamentalmente a depósitos no consolidados, coluviones, suelos u otros deslizamientos anteriores, se trataría por tanto de auténticos “debris (earth) slump” o “slide”; mientras que en el segundo caso nos referimos a aquellos deslizamientos que, habiendo afectado a macizos rocosos, durante el transporte han perdido su coherencia litoestructural como tal, transformándose en una masa caótica de bloques, cantos y finos, por lo que en este caso se clasificarían más apropiadamente como “debris (rock) avalanche (sturzstrom)”. Es frecuente sobre todo si afecta a dolomías de grano grueso, la presencia de depósitos deslizados mixtos: en la zona de cabecera se conserva parte del bloque deslizado, mientras que siguiendo la pendiente, el deslizamiento se transforma en una avalancha de rocas, y más habitualmente se mezcla con los coluviones de la ladera y el triás subyacente.

Como ejemplos de “debris earth slump” más o menos “puros” podemos señalar, entre otros, los que aparecen en las laderas del Salfaraf y a lo largo de la vertiente NO de la sierra del Picazo. “Rock slump” son los que aparecen en la terminación SO de la Sierra de Calderón, principalmente en la vertiente septentrional, en la ladera oriental del Cambrón, o el que aparece inmediatamente al norte de Benatae. Dentro también de esta tipología, pero con algunas peculiaridades interesantes, haremos referencia a un conjunto de deslizamientos que aparecen en la vertiente SO de la sierra de Oruña, en las inmediaciones de las localidades de Venta de Fernández y La Puerta de Segura. El mas septentrional, ubicado topográficamente por encima, y a media ladera entre ambas localidades, corresponde a un gran deslizamiento rocoso (El Gollizno),

cuyo frente ha dado lugar a tres nuevos deslizamientos, de ellos el más meridional a su vez, muestra una nueva cicatriz de rotura, por el momento de pequeño salto pero con rasgos de bastante “frescura”, que indicarían un riesgo potencial para esta última localidad. Se trata por tanto de un deslizamiento múltiple que presenta además la particularidad de presentar un plano de rotura “en cuña” en vez de semicircular, perfectamente reconocible por la forma tanto del bloque deslizado como por la cicatriz de coronación, en este caso evidentemente, el desplazamiento, no sería de tipo rotacional sino traslacional.

Otro de los deslizamientos de este sector que vamos a comentar corresponde a la gran cornisa de dolomías jurásicas (paraje conocido como El Escorriadero), localizada inmediatamente al SE de La Puerta de Segura y a “media ladera”, es decir con afloramientos del Triás topográficamente por encima. Se trata también, al igual que el anterior, de un deslizamiento múltiple que a su vez a dado lugar por lo menos a cuatro o cinco deslizamientos de menor entidad, éstos últimos sin duda inducidos, entre otros factores, por la gran inestabilidad de la ladera originada por la incisión del Guadalimar.

Esta gran cornisa dolomítica tiene la particularidad por un lado, de presentar un contacto o cicatriz en la cabecera de rectilíneo a ligeramente convexo y por otro, que tiene un desarrollo longitudinal superior al de la cornisa origen situada por encima en la ladera. Esta aparente dificultad para encajar “molde” (bloque deslizado) y “contramolde” (cicatriz de coronación) en la cornisa origen con la morfología actual, quedaría subsanada considerando, y ésta es la explicación por la que hemos optado, en primer lugar que se trata de un bloque deslizado con superficie de rotura plana, y en segundo que se trata de un deslizamiento lo suficientemente antiguo, como para que la degradación y retroceso del escarpe superior sea tal, como para que no se hallan conservado las dimensiones y mucho menos la cicatriz de coronación.

La otra interpretación posible, que hemos desestimado por criterios puramente tectónicos, consistiría en admitir que hay una duplicación tectónica de triás-jurásico, mediante un cabalgamiento (rellano) situado a techo del nivel dolomítico inferior, y por tanto “intratriásico”.

Como ejemplos de debris rock avalancha citaremos en primer lugar a dos muy próximos, el de Las Acebeas, cuya cicatriz se denomina Pozo de la Nieve y el del camping Fuente de la Canalica, donde el replano de las instalaciones, correspondería a la zona de cabecera (depresión rellena) del deslizamiento, ambos situados en el ángulo SO de la Hoja.

Algunos movimientos en masa han alcanzado el pié de la ladera y por tanto, el fondo de valle, llegando a obstruir, al menos temporalmente, la escorrentía de los respectivos cursos superficiales: Uno de los más espectaculares corresponde al del Molino La Pedriza, donde un deslizamiento múltiple a partir del cerro “gemelo” al de Cabeza de Moraleda, junto con otro de la vertiente opuesta obstruyó el curso del río Carrizas, dando lugar aguas arriba a un importante relleno aluvial (Cortijo de los Herederos y Vega de Castro Bayona). Otros rellenos de fondo de valle ocasionados por deslizamientos, aunque no tan importantes serían los del Castillo de Tasca, sobre un arroyo del Guadalimar, en la vertiente suroriental de la Sierra de Calderón, y en el arroyo de los Yeguerizos, en el borde SO de la Hoja.

Es importante señalar la gran inestabilidad de las vertientes de esta Hoja, y con mayor motivo, de las masas deslizadas que no han alcanzado el pié de las mismas, por lo que tras una prolongada época de lluvias es fácil la movilización de éstas, sobre todo si se realizan obras de “desmonte” que modificuen el perfil de las mismas o que afecten a antiguos deslizamientos, como ha ocurrido por ejemplo, con el nuevo trazado de la A-310 en las inmediaciones de Siles (Cortijo del Sotillo).

Formas fluviales.

Como ya mencionamos anteriormente, la morfogénesis fluvial es el proceso más importante sobre las dos Unidades morfoestructurales que conforman la Hoja, dando origen no sólo a formas de carácter erosivo sino también a formas acumulativas, aunque de menor importancia

Como fondos de valle se incluyen todos aquellos depósitos que tapizan la parte más baja (el fondo) de los valles y barrancos de la red secundaria. Su génesis puede ser puramente fluvial en los cursos semipermanentes, como en el caso del río Onsares y el arroyo de los Molinos, pero más frecuentemente es mixta, con aportes de materiales generados en las vertientes (soliflución).

Los depósitos fluviales más recientes de los cursos fluviales principales, en este caso los ríos Guadalmena y Guadalimar, aparecen representadas como lecho mayor y/o llanura de inundación, en este último río, adquieren un mayor desarrollo, con anchuras entre 100 y 500m, situándose a unos 0,5-1m por encima del cauce activo, que divaga sobre la llanura aluvial con una sinuosidad media, quedando delimitada de éste por un pequeño escarpe que suele aparecer en las riberas. La relativa movilidad del cauce se manifiesta por la presencia de cauces o meandros abandonados, como el que aparece en el último tramo, antes de salir de la Hoja.

Presentan depósitos similares a las terrazas pero con un horizonte a techo de limos grises o pardos, que por su fertilidad, constituye las llamadas “vegas” de los ríos, de gran interés agrícola.

El curso del río Guadalmena muestra un trazado bastante más sinuoso y fuertemente encajado en las pizarras del zócalo, evidenciando un claro proceso de sobreimposición o epigénesis a partir de una cobertura, actualmente desmantelada. En este caso la llanura aluvial esta poco desarrollada, con apenas 100m de anchura, e incluso en algunos tramos, no todo correspondiente a depósito sino en parte, con “lecho rocoso” aflorante. En la parte media de su recorrido por la Hoja, inmediatamente aguas abajo del Molino de Macayo aparece también un meandro abandonado, en este caso originado por un proceso de “estrangulamiento.”

Las terrazas fluviales son formas acumulativas que representan las diferentes épocas de estabilidad entre sucesivas etapas de incisión fluvial, constituyendo su análisis, uno de los métodos imprescindibles para reconstruir la evolución cuaternaria de los valles.

Las terrazas no alcanzan gran desarrollo, aunque en el río Guadalmena se han identificado al menos cinco niveles, los más altos escasamente representados, situados a diferentes alturas sobre la llanura aluvial y distribuidos de la siguiente forma, del más antiguo al más moderno: terrazas

“altas” d (+70m), e (+50m), terraza “media” f (+18-20m), terrazas “bajas” g (+8-10m) y h (+5m); siendo el penúltimo el que alcanza mayor continuidad no sólo en el curso principal, sino incluso en afluentes secundarios como el río Onsares entre otros. La morfología en planta en los niveles mejor conservados, adopta en general formas alargadas, en bandas paralelas sucesivamente escalonadas, con escarpes bien conservados hacia el cauce.

Sobre las llanuras aluviales y/o fondos de valle, y excepcionalmente sobre terrazas y glaciares, emplazados en la desembocadura de cursos de menor orden, aparecen otras formas de acumulación como son los abanicós aluviales y los conos de deyección. Dichas formas tienen un mismo origen, diferenciándose por la mayor dimensión de los primeros, su menor pendiente longitudinal y un perfil convexo más suave.

Las formas denudativas adquieren gran importancia en las dos Unidades de la Hoja, destacando la intensa actividad incisiva de la red de drenaje a todas las escalas. En algunas zonas con litologías competentes, como en la esquina SE, entre Peñalba y Rayuela-Los Calarejos, y en las esquinas NE y NO, las sierras calcáreas y vertientes desarrolladas sobre pizarras del zócalo, ofrecen respectivamente profundos barrancos y aristas o divisorias descarnadas; dando el conjunto como resultado un paisaje accidentado y difícil.

Cuando el proceso de incisión se agudiza por desarrollarse sobre materiales blandos, como son las arcillas del triás, se originan laderas acaravadas, que consisten en áreas con elevada densidad de drenaje, carentes de vegetación. La superficie de las cárcavas está afectada por diferentes procesos de erosión hidrálica, como son el impacto y salpicadura por las gotas de lluvia, la reguerización, el abarrancamiento y en algunos casos la erosión subsuperficial o “piping” y movimientos en masa en forma de coladas de barro de poca entidad, canalizadas a favor de los barrancos existentes.

Las cárcavas con numerosos “bad-lands” con interfluvios redondeados o en cuchillo son formas que con diferente desarrollo están bien presentes en tres sectores de la Hoja: Por un lado, en la esquina suroccidental, tanto en las vertientes del Salfaraf como en las de los carros testigo de los alrededores de Puente de Génave, y por otro en el tercio septentrional, en los alrededores de Villarrodrigo y al otro lado del Puerto de Onsares en entre las aldeas de Fuente Carrasca y Los Maridos.

La incisión lineal también es muy patente sobre las vertientes pizarrosas de los ríos Guadalmena y Herreros, ésta se desarrolla a partir de la penillanura pretriásica dando lugar a un fuerte encajamiento de dichos colectores del orden de los 150-100m en el primer caso, y algo menor en el segundo, habiéndose señalado en el Mapa como escarpe morfológico sobre el “nivel de penillanura”. En estos sectores donde el vaciado erosivo ha sido importante, la red secundaria ha desarrollado un conjunto de barrancos y regueros más o menos cortos que van convergiendo, conformando con el colector principal un drenaje de tipo dendrítico.

Un fenómeno interesante relacionado también en este caso, con la progresión de la incisión, es la captura de ciertos cursos fluviales de la red secundaria. Las capturas han tenido lugar sobre dos de los arroyos que inciden en los glaciares de la vertiente septentrional de la Sierra del Picazo, al norte de la localidad de Génave. La más meridional corresponde al arroyo del cortijo de La Parrilla, el cual, aguas abajo del mismo ha sido capturado por la izquierda mediante un pequeño colector lateral del arroyo de la Loma del Zurdo, que discurre unos 20m más bajo a la altura del punto de captura. La otra, un par de km al NE parece más antigua al tratarse de una captura doble: el arroyo del cortijo de La Mangada que inicialmente discurría hacia el cortijo de Santa María, sufrió por la margen derecha, una primera captura por un colector lateral del Arroyo del Maguillo que a su vez con posterioridad, fue capturado por el retroceso en cabecera del propio Maguillo en las inmediaciones del cortijo. De la primera captura quedan los fondos de valle actualmente colgados tanto del “aluvial abandonado” como del “codo de captura”; de la segunda captura queda el “valle colgado”, aprox. 10m y el codo de captura hacia la derecha.

Formas poligénicas

En este apartado se han incluido los glaciares, habiéndose diferenciado dos tipos fundamentales con diferentes características: por un lado los glaciares de vertiente o más propiamente denominados “glaciares de acumulación” (GUTIÉRREZ ELORZA, 2001 b) puesto que están constituidos por una delgada cobertura de sedimentos y que tienen una amplia representación al pie de los relieves de la Hoja. Por otro, y con un desarrollo notablemente más restringido, se han diferenciado también “glaciares erosivos”, que corresponden a biselamientos (“pediments”) en rocas del sustrato desprovistos prácticamente de depósitos, o con delgadas (<1m) acumulaciones de detritos.

El desarrollo de los glaciares en los piedemontes va unido a la erosión de los relieves; los procesos de mayor importancia relacionados con la génesis de los mismos tienen que ver con la arraigada superficial asociada a precipitaciones dominantes de tipo tormentoso bajo un clima de carácter árido. Bajo estas condiciones, la escorrentía se movilizada en flujos confinados, a través de regueros y barrancos en la vertiente, al llegar al piedemonte se derrama en flujos turbulentos no confinados, como la arroyada en manto (“sheet flow”), o se transforma en un conjunto de pequeños canales de disposición trenzada (arroyada difusa), la acción erosiva motivada por la migración de éstos da lugar a un aplanamiento lateral que va elaborando el pedimento, sobre todo cuando afecta a rocas poco resistentes, en éste caso las arcillas del triás, y cuando la vegetación está muy dispersa o ausente.

Los glaciares de acumulación y los abanicós aluviales son formas convergentes que pueden estar intimamente relacionados, diferenciándose únicamente por la mayor potencia de estos últimos. En la cartografía sin embargo, se han agrupado en ciertos casos para dar mayor continuidad a la misma, así por ejemplo, se han etiquetado como glaciares los abanicós colgados que aparecen en la margen dcha. del Río Guadalimar, aguas debajo del caserío de Arroyofrío o los de La Puerta del Segura y en los Llanos de Arriba; y aquellos que enlazan con la terraza (f) aguas debajo de Puente de Génave.

La evolución de los glaciares está directamente relacionada con la propia evolución de la red fluvial, puesto que la escorrentía superficial que da origen a éstos, vierte a los ríos. Un descenso del nivel de base por causas climáticas o tectónicas, da lugar a una remodelación del glaciar para equilibrarse con el nuevo nivel de base, esta se realiza mediante el encajamiento de la escorrentía en el glaciar anterior, con la consiguiente erosión y compartimentación, dando origen a un conjunto de glaciares encajados que señalan las sucesivas fases de incisión.

En el mapa se han reconocido y diferenciado, al menos, hasta cuatro generaciones de glacis con las consiguientes fases de incisión. Los glaciares más antiguos (**I**), al igual que ocurre con las laderas (**b**) aparecen la mayoría de las veces como pequeños recintos colgados y conservados a modo de cerros testigo, destacando como más significativos: el Cerro Quintería (859m), al oeste de Génave, o el de Cabeza Espantosa (814m), al suroeste de Siles. En otros casos quedan totalmente desligados del frente montañoso, como los que se conservan en las inmediaciones de la antigua estación del ferrocarril de Villarrodrigo y al suroeste de ésta, la denominada Loma del Frontón (833m).

Los glaciares de erosión o pedimentos se localizan al norte de Puente de Génave; se presentan como un conjunto de rampas desarrolladas sobre materiales blandos, arcillas triásicas fundamentalmente, de las que destacan en las más occidentales, pequeños relieves residuales de cuarcitas paleozoicas.

Formas kársticas.

Las formas kársticas son debidas a la acción de los procesos de disolución sobre los materiales carbonatados. La presencia de macizos calcáreos más o menos arrasados y el elevado potencial hidrológico de los períodos fríos lluviosos que intensifican el desarrollo de los procesos de disolución y la génesis de las formasendo y exokársticas.

Los modelados kársticos en las Béticas se inician en el Mioceno superior, al final de las fases alpinas (LHENAFT, 1977), aunque su principal desarrollo tuvo lugar a partir del Plioceno sup. y durante el Cuaternario (GOY et al., 1994). En el Pleistoceno inferior (800.000-400.000 años bp.) estarían definidos los más relevantes modelados de la karstificación, sobre todo poljes y altas superficies corrosivas, con organización de los sistemas de cavidades. En los momentos más fríos del Cuaternario, en el que las altitudes medias estarían dominadas por un sistema periglaciar, que daría origen a los depósitos de brechas calcáreas ("grezes") de las vertientes, se desarrollarían los procesos de disolución y también la destrucción por gelificación de algunos campos de lapiaz; en los interstadios, bajo ambientes más cálidos que el actual y con estaciones más contrastadas, se originarían depósitos de *terra-rossa* y travertinos. Los rasgos climáticos actuales ponen de manifiesto, para esta zona, la existencia de un sistema morfológico de montaña mediterránea semiárida con episodios húmedos de régimen pluvio-nival, que permiten una funcionalidad "moderadamente dinámica" del karst prebético (LOPEZ BERMUDEZ, 1974; LOPEZ BERMUDEZ y LOPEZ LIMIA, 1989).

En la cartografía se han diferenciado formas exokársticas mayores como son dolinas y uvalas, aplanamientos kársticos (superficies de corrosión) y depósitos tanto travertinos, constituidos por la precipitación de carbonatos, como de *terra-rossa* que son los residuos o impurezas arcillosas procedentes de la descalcificación de la roca original; como formas menores mencionaremos los pavimentos con lapiaz, desarrollados sobre todo en las calizas senonenses. Dentro de las formas endokársticas hay que hacer referencia a todo ese conjunto de simas y cavidades, en este caso de discretas dimensiones, que horadan los macizos calcáreos constituyendo el drenaje subterráneo, organizado en una serie de complejos y variados conductos, actualmente funcionales o no, por los que circulan hasta las surgencias, las aguas que se infiltran.

Las dolinas son depresiones de dimensión métrica-hectométrica de planta más o menos circular, paredes escarpadas y geometría cónica, troncocónica o irregular, de fondo embudiforme o plano si éste, aparece tapizado por material residual, aluvial o coluvial. Las dolinas se desarrollan por disolución, en su fase inicial, a partir frecuentemente de una intersección de diaclasas, evolucionando progresivamente tanto en diámetro como en profundidad. La evolución en superficie de las dolinas, con la consiguiente desaparición de los umbrales rocosos que las separaban, da origen a una forma más amplia y de contorno irregular, llamada uvala. Por otra parte algunas de estas depresiones se encuentran abiertas, al haber sido capturadas por la red fluvial, con el consiguiente vaciado los depósitos que las llenan, y la progresiva destrucción de la forma, como tal, por erosión.

Sobre la superficie somital del Cambrón aparece un campo de pequeñas dolinas en embudo, mientras que en el resto de los macizos calcáreos las dolinas y uvalas se presentan más aisladas o agrupadas debido a un mayor control estructural en su génesis, fundamentalmente relacionada con grandes fracturas; adoptando en este caso formas bastante alargadas, como ocurre en el extremo SO de la Sierra de Calderón, las de la Sierra de Oruña o las del macizo de Rayuela, donde gran parte de las dolinas y uvalas se disponen sobre dos grandes fracturas de dirección NE-SO que controlan todo el borde noroccidental del macizo del Calar del Mundo y en concreto otras depresiones de orden mayor como son, los poljes de la Laguna de Bonache y de La Cañada de los Mojones, en la adyacente Hoja de Yeste (866).

En el caso de las dolinas y uvalas del bloque septentrional hundido de Rayuela (El Tobarejo), las depresiones están asociadas a la falla de "El Puntal", y además aparecen en un talweg de escasa pendiente que concentra las aguas de escorrentía superficial, por lo que las condiciones para el desarrollo de tales formas se ha visto doblemente favorecido.

En el macizo de Oruña, la disposición de las depresiones (Cañada de Maiblasco, Soto Espino-Los Castellones y Hoya Cabras), actualmente capturadas, y su relación con restos de superficies de corrosión, inducen a pensar que probablemente formaban parte de un gran polje, totalmente desdibujado en la actualidad, en el que en una primera etapa, al quedar éste hidrogeológicamente colgado con respecto al nivel freático, se habrían desarrollado en el fondo del mismo éstas depresiones, estas a su vez, en una etapa posterior, han sido capturadas por el drenaje superficial

Se han señalado en el mapa al menos cuatro localidades donde aparecen depósitos y/o formas exocársticas, identificadas en la leyenda como "travertinos"; tienen su origen en la precipitación subaérea del carbonato disuelto en las aguas, bien por procesos físico-químicos (espeleotemas o travertinos s.s.), o más bien como en éste caso, la incrustación tiene un origen bioquímico, por la intervención, fundamentalmente, de plantas inferiores, algas, musgos, hepáticas y plantas superiores juncos principalmente por lo que más propiamente deben considerarse como depósitos de "tobas". Estas depresiones se suelen dar en zonas preferentes que favorezcan la desgasificación del anhídrido carbónico disuelto en el agua y la precipitación del carbonato calcico, como son surgencias kársticas, rupturas de pendiente u obstáculos en los cursos superficiales.

Los más antiguos, y por lo tanto fósiles o no funcionales aparecen localizados al pie de dos tipos de depósitos genéticamente diferentes, pero en posición morfológica similar, ambos topográficamente colgados: El coluvión colgado del Cerro Segura, y al pie del pequeño abanico del Parrizón, localizados al oeste de los cortijos de Los Maridos y de Arroyofrio respectivamente. Corresponden a facies de tipo cascada relacionadas con la

presencia de pequeñas surgencias o fuentes de los limitados acuíferos, que quedaron colgados por la rápida progresión de la incisión desarrollada en este tipo de depósitos detriticos con elevada porosidad intergranular.

Otro depósito tobáceo, también colgado, si acaso el más importante puesto que tiene representación cartográfica, corresponde al “edificio” constituido por facies mixtas de cascada y canal fluvial, que conforman el discreto resalte sobre el que se asienta el Cortijo de Jorge (o de El Batán), localizado en el borde meridional de la Vega de Castro Bayona, al NE se Siles. Esta acumulación a modo de terraza colgada, guarda relación con la escorrentía superficial, en una etapa anterior, del arroyo de San Blás.

Por último, depósitos de tobas recientes y en formación, aparecen asociadas a una pequeña fuente o surgencia en dolomías jurásicas localizada aguas debajo de la confluencia de los arroyos de La Canalica y de Las Anchuricas, al SE de Siles.

El lapiaz es una forma superficial menor, y en muchos casos inicial de la karstificación, se puede desarrollar en superficies de rocas desnudas o cubiertas de suelo y vegetación, se deben a la disolución combinada con otros procesos, por aguas meteóricas, escorrentía, acción de ácidos húmicos. Está constituido por microformas constituidos por elementos corrosivos de detalle como son acanaladuras y pequeñas crestas, orificios tubulares, formas alveolares o de pequeñas cavidades etc.

Si la disolución es preferente a favor del diaclasado y/o la estratificación se denomina lapiaz estructural; ésta aprovecha la reticula de diaclasas, con espaciamiento decímetrico a métrico, ensanchándolas desde arriba, dando lugar a hendiduras con anchuras bastante regulares, que van desde algunos cm a varios dm, y profundidades decimétricas. Habitualmente aparecen llenas de arcillas residuales y colonizadas por vegetación.

Los pavimentos cársticos aparecen desarrollados en la Hoja fundamentalmente sobre calizas senonienses, en las que el afloramiento superficial se corresponde con planos de estratificación con disposición subhorizontal, desarrollándose un lapiaz estructural al que se le superpone otro de tipo quereros.

Ejemplos de diferentes tipos de lapiaz aparecen en las cumbres del Cambrón, Peñalta, y Bucentaina y en el extremo suroccidental de macizo de El Calar sobre las altas superficies de Rayuela, Cerro del Boquerón y Cerros del Pedregoso y de los Calarejos.

Formas antrópicas.

Se han diferenciado un conjunto de formas que aunque con escasa incidencia desde el punto de vista morfológico, representan actuaciones con incidencia en el paisaje o como posibles focos contaminantes. Corresponden a canteras, activas o abandonadas, la mayoría son pequeñas explotaciones para áridos de dolomías del Liás o de cuarcitas paleozoicas, aunque también se han beneficiado depósitos coluvionales y aluviales.

El trazado abandonado del ferrocarril Linares-Baeza-Albacete, representa una gran obra lineal que cruza la Hoja, diferenciándose aquellos tramos que van en trinchera (escarpe artificial), excavada sobre pequeños relieves, de aquellos que van en talud (relleno artificial), para salvar pequeñas depresiones y valles, con la consiguiente obstrucción o estrangulamiento de la escorrentía.

Por último se han señalado las balsas de “alpechines”, residuos líquidos contaminantes, procedentes de la extracción del aceite de oliva, los vertederos de residuos sólidos urbanos y algunos taludes artificiales correspondientes a balsas y pequeñas presas para almacenar/retener agua.

4.3.2.3.- Formaciones superficiales.

Las formaciones superficiales diferenciadas en esta Hoja corresponden, casi en su totalidad, con depósitos cuaternarios, tan sólo los glaciares más antiguos y algunas “terrass rossas” pueden llegar a ser Pliocenos. Se han reconocido como formaciones superficiales: coluviones y deslizamientos, terrazas fluviales, aluviales y fondos de valle, abanicos y conos de deyección, glaciares, travertinos y arcillas de descalcificación.

Los deslizamientos (**a**) pueden tener una litología y una textura variada en función del tipo de deslizamiento de que se trate, de la naturaleza del sustrato rocoso afectado y del desplazamiento que hallan sufrido los materiales deslizados, pues en cada caso el material acumulado será diferente. Lo que muestran en común es la disposición caótica del depósito y lo variado del tamaño de los cantos y bloques deslizados que siempre serán de dolomías y/o calizas jurásicas y/o cretácicas. Si se trata de deslizamientos que afectan a depósitos no consolidados como coluviones y suelos desarrollados sobre el triás, donde la matriz arcillosa es muy abundante, la presencia de agua puede dar lugar a auténticas coladas fangosas.

El espesor de estas acumulaciones de materiales deslizados, puede ser muy variable, desde unos metros a varias decenas de metros.

Los coluviones (**b, c**) se han diferenciado únicamente en función de su edad relativa y posición morfológica. Desde un punto de vista litológico tendríamos dos tipos en función del área madre: Por un lado aquellos depósitos que provienen de materiales cuarcíticos paleozoicos y por otro, aquellos que derivan de los materiales calcáreos jurásicos y cretácicos y arenos-arcillosos del triás. En general y salvo excepciones este tipo de depósitos presenta espesores de entre 2-5m.

Los primeros forman acumulaciones de cantos angulosos y bloques de cuarcitas y meta-areniscas, ocasionalmente pizarras, con una matriz arcillo-arenosa pardo-rojiza, producto de la alteración de dichos materiales, en muchos casos escasa o inexistente en superficie dando lugar a auténticos “canchales” o “pedrizas” bajo las crestas cuarcíticas, como en el Cerro de la Ballestería (La Marañosa) o en la Peña del Águila.

Los coluviones constituidos por cantos calcáreos son, como es lógico, los más abundantes en la Hoja, corresponden fundamentalmente a dolomías, carniolas y calizas, los clastos suelen ser subangulosos y de variados tamaños, incluso tamaño bloque; la matriz limo-arcillosa suele ser bastante abundante, salvo en las pedrizas calcáreas, donde ésta ausente o acumulada por lavado en la parte inferior y más baja del depósito.

Estas pedrizas calcáreas, sueltas o cementadas, suelen presentar cierta estratificación constituida por lechos de fragmentos angulosos dispuestos paralelamente a la vertiente por lo que recuerdan a los “grés litées”, aunque en este caso, no se observan claras alternancias de clastos y finos. Lo que si son sin duda, brechas de gelifractos que orlan los restales estructurales calcáreo-dolomíticos jurásicos y cretácicos. Sin embargo, localmente pueden aparecer aparentemente desvinculados de estas cornisas friables, por tratarse de laderas relictas.

Los diferentes niveles de terrazas fluviales (**d, e, f, g, h**) correspondientes al curso del Guadalimar y asociados presentan clastos mayoritariamente de naturaleza carbonatada y algunos de areniscas; por el contrario las correspondientes al Guadalmena y Herreos, que atraviesan terrenos paleozoicos están constituidos por cuarcitas, cuarzos y pizarras. El tamaño medio en ambos casos suele oscilar entre 4-7 cm, y el máximo, de unos 40 cm corresponde a cuarcitas, siendo en las calizas algo menor (30 cm). Por lo general el redondeamiento es bueno, observándose cierta tendencia al aplanamiento. La matriz intersticial es limo-arcillosa de color pardo rojiza. La potencia observada en general no supera los 4 m.

Los fondos de valle (**i**) corresponden a depósitos aluviales de la red secundaria, en muchos casos con escorrentía de carácter estacional. Desde el punto de vista litológico, al igual que las terrazas, la composición de los depósitos depende del área madre drenada, y en general presentan menor tamaño, menor grado de redondeamiento, pero si una mayor proporción de finos.

Los depósitos de llanura aluvial o de inundación y el lecho actual (**j**), son los depósitos aluviales más recientes de los cursos mayores, corresponden por tanto a los dos ríos principales, el Guadalmena y el Guadalimar, y con mayor desarrollo, en este último curso. La llanura aluvial presenta unos depósitos similares a las terrazas, pero con un horizonte dm a techo de limos pardo-grisáceos, que por su fertilidad constituye las llamadas “vegas” de los ríos, de gran interés agrícola. El lecho actual del guadalimar divaga sobre la llanura aluvial dejando barras de gravas y arenas y cauces o meandros abandonados que acaban como áreas encharcadas que se colmatan de limos y arcillas. Las litologías correspondientes de los respectivos ríos, al igual que las terrazas son dominantemente calcáreas para este último curso, y silíceas para el Guadalmena.

Los abanicos y conos aluviales (**k**) están constituidos al igual que otros depósitos aluviales por una mezcla de cantos, gravas, arenas y limos arcillosos, en general menos rodados y peor seleccionados dado su carácter torrencial. El espesor es muy variable, dependiendo del tamaño de la forma acumulativa y de la sección de la misma, pues éste disminuye de cabecera al pie y del centro hacia los bordes, pudiendo alcanzar en los más grandes, la decena de metros en la zona de máxima acumulación.

Los episodios de glaciación (**l, n, m, o**) presentan unas características litológicas y texturales semejantes a las de los abanicos aluviales, pues al final y al cabo, el área fuente y los procesos de transporte y sedimentación son similares. Su potencia es variable entre 1-10 m, disminuyendo apreciablemente al igual que la granulometría, desde las zonas apicales a las distales. En el escarpe natural del depósito colgado correspondiente al glaciar (**l**) del cerro “Cabeza Espantosa” (al SO de Siles), se pueden observar dos episodios acumulativos granodecrecientes de unos cinco metros de espesor cada uno, el inferior mucho más rojizo que el superior, acaba en un nivel de limos pardo-rojizos, sobre los que se dispone mediante un contacto planoparalelo (no erosivo en el corte) el segundo episodio, bastante heterométrico, con bolos de más de 60 cm en la base, en general con menor contenido en finos, presenta cementaciones diferenciales por carbonatos.

Los travertino o tobas (**p**) son depósitos carbonatados muy porosos constituidos principalmente por una amalgama de pequeñas formas tubulares, huecas o macizas, que corresponden a tallos vegetales, tapices de musgos y algas y otros restos vegetales incrustados de carbonato cálcico, junto con niveles detriticos constituidos por clastos calizos, calcarenitas de origen tobáceo y limos.

Las acumulaciones del Cortijo de Jorge (o del Batán), aunque las condiciones del afloramiento no son buenas, presentan una potencia cercana a los 10 m.

Las arcillas de descalcificación (**q**) o “terrass rossas” presentan un color rojo oscuro o vino y suelen presentar un cierto contenido en limos y arenas. Es un material residual (regolito) muy abundante sobre las dolomías y calizas mesozoicas, aparece llenando toda clase de huecos y grietas, y acumulado sobre todo en el fondo de las dolinas, donde pueden aparecer además clastos calcáreos procedentes de los bordes y cuarcíticos, procedentes de la disolución de calizas miocénas marinas, que en la base presentan gravas cuarcíticas. El espesor de estos rellenos es siempre difícil de estimar, puesto que la superficie inferior suele ser bastante irregular, oscilando entre 1-5 metros en las grandes dolinas o incluso mayor si hay aportes laterales en forma de pequeños abanicos.

4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA.

Entendemos como evolución dinámica desde un punto de vista morfológico, a la historia geomorfológica entendida como la serie de procesos que tiene lugar sobre un área determinada, y al conjunto de “morphologías” o paisajes que se van sucediendo por la actuación de dichos procesos.

El rasgo morfológico más antiguo de la Hoja corresponde sin duda a la Penillanura pretriásica que, aunque no es visible como tal, se pone en evidencia a través de la delgada cobertura mesozoica (conglomerados y areniscas basales del Bunt) subhorizontal que la fosiliza. La Cordillera Varisca (Herciniana) formada a finales del Paleozóico (Carbonífero inf- medio) sufre un intenso proceso de erosión y arrasamiento generalizado que abarcó el final del Carbonífero y el Pérmico dando lugar a un a amplia penillanura y, puesto que en esta zona aparece fosilizada por los sedimentos detriticos triásicos se trata por tanto de la genuina Penillanura pretriásica, origen de la penillanura poligénica ampliamente desarrollada sobre el resto del Macizo Hespérico, y conocida por tanto como Superficie o Penillanura Fundamental de la Meseta (SOLÉ, 1952).

Tomando en consideración las observaciones realizadas en la Hoja de Bienservida (840), situada inmediatamente al norte, se puede deducir que esta Penillanura aparece desdoblada en dos niveles de erosión escalonados, como ocurre en el resto del Macizo (SOLÉ, 1958, 1983; MARTÍN-SERRANO, 1979, 1988; GAECÍA ABBAD Y MARTÍN-SERRANO, 1980). La más alta viene definida por la niveling del “nivel de cumbres” desarrollada sobre las potentes series cuarcíticas del Arenig, habiéndose denominado como “superficie inicial” por MARTÍN-SERRANO (op. cit.). Por debajo de esta superficie, con un desnivel próximo a los 300 m en la zona (Sierra del Relumbrar), y desarrollada sobre

materiales, en conjunto más blandos, correspondientes fundamentalmente a pizarras con intercalaciones y/o alternancias de cuarcitas y areniscas, se desarrolla un segundo nivel de arrasamiento más continuo que corresponde a la Penillanura ss, o “nivel general de la topografía”, del que destacan someramente relieves residuales que corresponden a otras intercalaciones cuarcíticas menos potentes de la serie paleozoica.

Por debajo de la discordancia angular señalada en la base del Triás, se reconoce un potente perfil de alteración (>10 m) sobre las pizarras paleozoicas de color rojo-violáceo (5R 4/2 a 5R 2/6) y de carácter serícítico (illita-caolinita).

El resultado final de la orogenia Alpina en la Hoja que nos ocupa, dio lugar a dos dominios fuertemente contrastados: la mitad noroccidental sin deformación, que correspondería a la plataforma tabular del Campo de Montiel con una isoaltitud entre 1.000-1.100 m, y la mitad suroriental, que representa el frente más externo del orógeno Bético (cobertura para-autóctona), perteneciente al dominio del Prebético externo. Este dominio se encuentra estructurado mediante un conjunto singular de pliegues y fallas (en sectores próximos, cabalgamientos y escamas vergentes al NO), que configuraba un relieve montañoso progresivamente más alto hacia el SE y con cotas máximas entre los 1.700-2.000 m de altitud.

Los procesos de erosión dirigidos y condicionados por la incisión fluvial como los de karstificación no han cesado en este sector de las Béticas desde el fin de su estructuración alpina, hace unos 10 millones de años, habiéndose registrado bajo condiciones climáticas muy diferentes a las actuales.

Gran parte de los autores apuntan hacia un origen del karst Prebético durante el Plioceno o Pleistoceno inferior y continuaría evolucionando durante los períodos fríos, lluviosos o nivales cuaternarios que desencadenarían una intensa disolución de las rocas carbonatadas.

A lo largo del Plioceno (3 Ma) se va organizando y jerarquizando la red fluvial; la progresión de la incisión en cabecera de la red fluvial del Guadalquivir, materializada por una parte en los ríos Guadalén y Guadalmena, causantes del desmantelamiento de la plataforma tabular jurásica del Campo de Montiel, y por otra el Guadalimar, que erosiona sobre el relieve Prebético aprovechando, sin duda, directrices estructurales.

Simultáneamente por el Este, el río Tus (cabecera del Segura) progresa también sobre el borde oriental del macizo de El Calar.

A lo largo del Pleistoceno (1,8 Ma) prosigue la gliptogénesis fluvial alternando con períodos de cierta estabilidad. El curso del Guadalmena una vez erosionada la cubierta triásica se va encajando en el zócalo paleozoico describiendo un trazado meandriforme en un claro ejemplo de sobreimposición o epigénesis. Durante los períodos de estabilidad o al menos de ralentización de la incisión fluvial, relacionados con posibles ascensos del nivel del mar o por causas climáticas, las etapas de acumulación coinciden con períodos climáticos fríos/húmedos, mientras que las etapas de incisión corresponden a períodos cálidos/secos. El paso de una etapa húmeda (biostática) a una más árida (resistática) conlleva el desmantelamiento de las acumulaciones situadas por debajo de las cornisas, en la parte alta de las vertientes, y el desarrollo de amplios glacis al pie de las mismas. Los pulsos de encajamiento son los responsables de la generación de las sucesivas etapas de aterrazamiento y glaciplanación, con al menos 4 sistemas de glacis encajados; la rápida incisión sobre la parte alta de las vertientes da origen a laderas relictas o facetas triangulares de vertiente, típicas de las zonas semiáridas mediterráneas. La modificación del perfil de la ladera por retroceso de la misma, más rápido en los materiales blandos del triás que en las cornisas calcáreas superiores, es uno de los factores desencadenantes de los deslizamientos de ladera, tan abundantes por toda la Hoja.

Durante el Holoceno esta dinámica de incisión fluvial es la que sigue actuando, con el consiguiente desequilibrio de algunas laderas, por lo que los deslizamientos y caídas de bloques han sido y son procesos activos en este periodo. La disolución sigue siendo también un proceso moderadamente funcional por el régimen pluvio-nival de las altas cimas, constatándose por la formación actual de travertinos e incrustaciones carbonatadas en las surgencias y a lo largo de los cursos superficiales que drenan los grandes macizos calcáreos.

4.5. MORFODINÁMICA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIA FUTURA.

La Hoja de Siles tal como se ha manifestado anteriormente presenta una cierta actividad erosiva de carácter fluvial, con pequeñas modificaciones del relieve. Sin embargo en la dinámica de laderas es donde quizás los cambios pueden llegar a ser importantes por la potencialidad en originarse deslizamientos, tanto por el volumen del material involucrado como por la rapidez en desencadenarse el proceso.

Como ya se mencionó en el apartado correspondiente, la vigorosidad del relieve junto con la presencia de laderas compuestas, con litologías blandas en la parte inferior y cantiles rocosos en la parte superior, son muy favorables para el desarrollo de fenómenos de caída de bloques y de movimientos de ladera. Si a ello añadimos una climatología con lluvias relativamente abundantes y una dinámica de incisión fluvial continuada, no es de extrañar la presencia de movimientos de ladera recientes, y de que éstos sigan produciéndose, puesto que en muchos casos las masas deslizadas se encuentran en una situación inestable. Un periodo de intensas o prolongadas lluvias sería capaz de desencadenar estos procesos, y con mayor probabilidad si la acción antrópica modifica el perfil de la vertiente o afecta a los depósitos de ladera, y lo que es peor, a deslizamientos anteriores. Sin lugar a dudas, la zona con mayor “peligrosidad natural” en la situación actual y en el futuro corresponde al sector del valle del Guadalimar correspondiente al estrecho de La Puerta del Segura, y principalmente en su vertiente septentrional (Sierra de Oruña), por la cantidad de deslizamientos identificados, muchos de ellos múltiples, situados a “media ladera”, y por tanto inestables a la vista de la “frescura” de algunas de sus cicatrices. Sería recomendable, e incluso necesario, un estudio de detalle de este sector de cara a definir y cuantificar el riesgo de deslizamiento y la peligrosidad actual y futura en una zona con tan alta vulnerabilidad.

La erosión lateral en los cauces de los cursos importantes, es otro de los procesos actuales asociado a la dinámica fluvial; tiene lugar, casi exclusivamente, en zonas concretas y localizadas del cauce del Guadalimar. En aquellos lugares donde existe un riesgo de erosión importante sobre fincas, vías de comunicación y otros bienes, se han de tomar medidas correctoras mediante la construcción de represas, gaviones y muros de manposteria.

Los procesos sedimentarios recientes tienen lugar en los lechos actuales y en los fondos de valle, originando barras de gravas y arenas en el primer caso y limos en el segundo. Gran parte de los abanicos aluviales de mayor tamaño han dejado de ser funcionales, pues en la mayoría de ellos se ha encajado el canal de alimentación sobre el propio abanico, dando lugar a otro “abanco telescopico” de menores dimensiones.

5. TECTÓNICA

5.1. INTRODUCCIÓN

En la Hoja de Siles afloran dos conjuntos geológicos además de los depósitos cuaternarios; el paleozoico que es la prolongación oriental de Sierra Morena y los materiales mesozoicos y cenozoicos del Prebético Externo y Cobertera Tabular, discordantes sobre los anteriores.

La configuración estructural de los materiales paleozoicos de la zona es el resultado de varias fases de deformación, principalmente compresivas, de las cuales las más importantes corresponden a la Orogenia Hercinica, ya que los episodios prehercínicos que se observan regionalmente sólo se registran aquí en incidencias dentro del ciclo sedimentario. Las deformaciones posteriores, atribuibles a la Orogenia Alpina, son las que estructuran las series mesozoicas y cenozoicas del Prebético Externo.

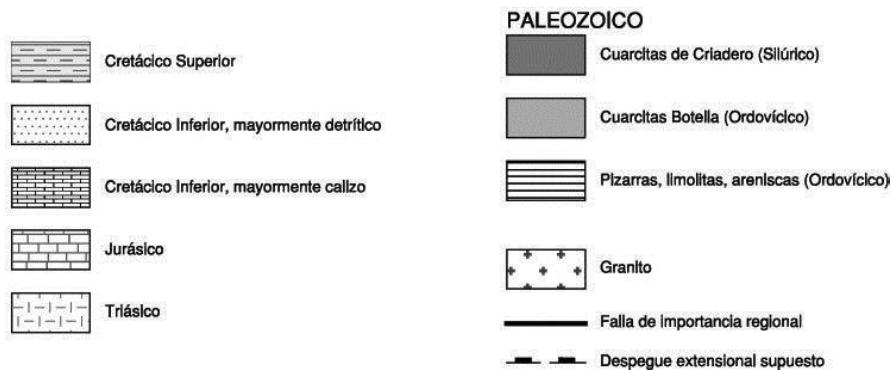


Figura 5.1. Esquema Tectónico

5.2. ESTRUCTURA DEL PALEOZOICO

A pesar de la reducida superficie de los afloramientos paleozoicos, se observa importantes diferencias desde el punto de vista estructural, que no se podrían explicar sin extender las observaciones a las hojas aledañas, en especial a la de Venta de los Santos (864).

La zona septentrional corresponde a un dominio estructural extenso que está al Norte de la Falla del Dehesón de Quiles (denominación regional), que en esta Hoja pasa al S de La Marañoña. En este dominio predominan los pliegues, éstos tienen peculiaridades que los diferencian del estilo regional. La primera es la orientación de los ejes próxima a la dirección N60°E. La segunda es la morfología, al NO son pliegues simétricos de plano axial vertical, hacia la citada falla pasan a tener morfologías irregulares y vergencias anómalas al N, se trata de formas de interferencia de la F₁ y la F₂.

El dominio comprendido entre la falla del Dehesón de Quiles y los afloramientos devónicos de Los Pascuales, se caracteriza por una intensa deformación no coaxial, con vergencia hacia el Sur y desarrollo de una foliación milonítica muy penetrativa que borra las estructuras previas, se interpreta como estructuración de la 2^a fase o etapa hercínica.

5.2.1.- Tectónica prehercínica

En el ámbito de esta Hoja y las aledañas (Hojas nº 839, 840, 864 y 886) los materiales paleozoicos están representados en concordancia desde el Ordovícico inferior hasta el Devónico superior, y sobre ellos en discordancia los del Carbonífero inferior. En otras zonas, donde las estructuras anticlinales permiten el afloramiento de series inferiores se observa que el conjunto paleozoico se deposita discordantemente sobre un sustrato precámbrico suavemente plegado propio de la ZCI. Esta discordancia representa la Orogenia Cadomense.

La sedimentación del Cámbrico está condicionada por un periodo tensional con formaciones litológicamente muy variadas y con fuertes cambios laterales y en la vertical. Esta etapa acaba con la transgresión del Ordovícico inferior, iniciándose el hiperciclo paleozoico; sus características estratigráficas están de acuerdo con la interpretación tectosedimentaria que lo considera como un margen pasivo.

En la columna estratigráfica se registran cambios de espesor y facies de algunas formaciones que se puede interpretar como procesos tectónicos, pero las evidencias más claras se concretan en dos puntos. La presencia de manifestaciones volcánicas intercaladas en la serie, entre las que destaca por su continuidad lateral la del techo de las Pizarras de Río, que desarrolla un aparato volcánico, no demasiado potente pero muy continuo; significan episodios de fracturación, con estructuras muy profundas, según se deduce de la composición litológica de las vulcanitas.

El otro punto de la serie con manifestaciones tectónicas está en el Ordovícico superior, concretamente en la base de las Pizarras Chavera. La base de esta formación se deposita en paraconcordancia sobre las formaciones infrayacentes, con variaciones muy locales.

Este contexto tectosedimentario apunta la existencia de un episodio de deformación de carácter extensivo con fracturación, efusiones volcánicas y movimientos sinsedimentarios que dan lugar a subsidencias diferenciales intracueva. Todo queda fosilizado por la transgresión de las Pizarras de Chavera, que además son sedimentos glaciomarinos, "Inflansis" de edad Ordovícico superior.

Esta discontinuidad sedimentaria se ha relacionado en la bibliografía (GUTIÉRREZ MARCO et al., 1990) con movimientos epirogénicos o con regresiones marinas como consecuencia de glaciaciones. Y también con episodios de inestabilidad tectónica (PINEDA; 1987). Con los datos de esta zona el origen parece ser este último, también reconocido por PIEREN (1986) en el sector de Las Villuercas-Montes de Toledo. En algunas zonas este episodio puede prolongarse durante el Silúrico con niveles vulcanosedimentarios intercalados como los del Sinclinal de Herrera del Duque.

Hay otra laguna sedimentaria en el ciclo sedimentario paleozoico bien documentada en esta zona con los hallazgos estratigráficos de la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad), que abarca el Devónico medio. Dentro de la evolución tectónica del Macizo Ibérico este evento coincide con la primera manifestación de la Orogenia Hercínica, con deformaciones intensas en la ZOM y depósitos postorogénicos de edad Devono-Carbonífero. En las publicaciones sobre la evolución tectoestratigráfica del Macizo Ibérico (QUESADA et al., en prensa; QUESADA, 1992) se pone de manifiesto la diacronía de las deformaciones hercínicas. Así los depósitos sinorogénicos de la ZOM durante el Carbonífero inferior son más jóvenes cuanto más septentrional es su posición, como consecuencia directa del proceso progresivo de la convergencia de placas en la Orogenia Hercínica. Esta puede ser causa de que en esta zona los depósitos del Devónico superior sean preorogénicos, aunque la ausencia de sedimentación refleje la tectónica precoz más meridional.

5.2.2.- Tectónica hercínica

Los materiales paleozoicos que afloran en la Hoja y áreas aledañas han sido afectados durante la Orogenia Hercínica o Varisca por cuatro fases o etapas de deformación, las tres primeras bajo condiciones dúctiles, con desarrollo de esquistosidades y metamorfismo, más o menos generalizados; y una cuarta de fracturación en condiciones frágiles, que no es tan homogénea como las primeras, y puede abarcar varias familias de fracturas. Todas ellas obedecen a modelos de deformación muy diferentes en orientación, mecanismos de deformación y geometría de las estructuras asociadas.

La primera fase (F_1) es de plegamiento y tiene una distribución uniforme en toda el área, aunque parcialmente sus estructuras están modificadas e incluso borradas por las fases posteriores. La segunda (F_2) consiste en una banda de cizalla de al menos 4 kilómetros de anchura, que afecta a los afloramientos meridionales de la Hoja. La tercera (F_3) es poco intensa, y está representada por estructuras de geometría variada y desarrollo local. La cuarta fase es una etapa de fracturación frágil, propia de una tectónica tardí a postorogénica, y que probablemente incluya varios episodios de fracturación diferentes que no se pueden separar al no tener depósitos de referencia ni otro tipo de dataciones.

En esta Hoja y áreas aledañas hay datos para precisar la edad de las diferentes etapas. La primera es anterior a los depósitos discordantes, que afloran en la Hoja nº 886 (Beas de Segura), pertenecientes al Culm de Los Pedroches, cuya edad está bien establecida como Tournaisiense superior-Namuriense inferior (QUESADA et al., en prensa). La segunda fase es sincinematíca ya que afecta a estos depósitos. Y tanto la segunda como la tercera fase son anteriores a los materiales carboníferos aflorantes en la Hoja nº 864 (Venta de los Santos) continentales y discordantes sobre los materiales ya totalmente estructurados infrayacentes. La edad de este carbonífero es Westfaliense D superior-Estefaniense. Por tanto las principales etapas de deformación hercínica en este sector del Macizo Ibérico se produjeron entre el Tournaisiense y el Westfaliense D superior.

5.2.2.1.- Primera etapa de deformación hercínica

La primera fase hercínica es la que genera la macroestructura no sólo de esta Hoja sino de todo el Dominio de Pliegues Verticales, y se encuentra bien preservada en el relieve actual. Se trata de pliegues de escala kilométrica, simétricos, de dirección general ONO-ESE que cambia a E-O en los afloramientos más orientales y con planos axiales subverticales o con ligeras vergencias locales a ambos lados.

Estructuras mayores

A esta escala la primera fase está homogéneamente extendida por toda la Hoja aunque los pliegues están afectados por la segunda fase, y las estructuras son el resultado de una interferencia de las dos etapas. Si se restituyen los pliegues de la F₁, en la Hoja se observan cuatro grandes pliegues de dirección E-O.

Al Norte el anticlinal con núcleo en Pizarras del Río, de eje axial subhorizontal, y plano axial vertical. La longitud de este eje en el ámbito regional es superior a los treinta kilómetros, con ondulaciones muy suaves y la longitud de onda es del orden de los 4 km. Esta es la geometría y el tamaño de los pliegues mayores en esta zona, y así son los que hay en las Hojas limitrofes más septentrionales.

Al Sur la estructura continúa con el sinclinal del río Guadalmena, aunque los cabeceos del eje están más acentuados se prolonga hasta el límite oriental de la Hoja. Es un sinclinal con núcleo en Pizarras Guindo del mismo tamaño que el anterior, y la misma geometría, plano axial subvertical y eje subhorizontal. No obstante, tanto en la cartografía de la mitad occidental como en la morfología de los pliegues a escala de afloramiento, se observa que son estructuras de interferencia con la segunda fase F₂. La deformación de esta fase consiste en un plegamiento suave de dirección N60°E, con vergencia Sur, no es penetrativo, tiene un desarrollo local y no lleva asociadas estructuras menores. El resultado más significativo es la orientación N40°E de los ejes de los pliegues, además el flanco meridional de la estructura se verticaliza con buzamientos de 70-80° al S, se intensifica la esquistosidad S₁ con direcciones E-O y buzamientos de 70° al N. En la zona del Barranco de la Aspilleta la estructura resultante es un sinclinorio de base muy plana, interferencia de un sinclinal mayor E-O y pliegues menores de dirección N60°E también subhorizontales, las direcciones de la S₀ y la S₁ también se giran hacia N60°E, con todas las direcciones intermedias.

La influencia de la F₂ es progresivamente mas fuerte hacia el S, de forma que prácticamente todo el resto del flanco, representado por las Alternancias El Caño tiene la S₀ una dirección media N70°E. El sinclinario de Peñaparda, el anticlinal del Arroyo Lumbral y el sinclinal de La Marañosa han perdido prácticamente la geometría inicial de la F₁, son pliegues con bases muy planas, formas 1B de HUDLESTON (1973) y formas en "silla de montar" como la de Peñaparda y Marañosa, y sobre todo un cambio de vergencia hacia el N, lo que es anómalo en la tectónica regional. Esta estructura marca una banda sin límites precisos, de una anchura de 3 a 4 Km, de plegamiento en la que predomina la geometría de los pliegues de la F₂ y que se continúa hacia el Oeste en toda la Hoja de Venta de los Santos (nº 864). En ella no se ha observado esquistosidad S₂, pero si hay pliegues menores de segunda fase.

Las estructuras mayores de la F₁ más meridionales son ya difíciles de reconocer porque están muy deformadas por la segunda etapa y retocadas por la fracturación posterior. No obstante, la segunda fase que no produce grandes traslaciones en esta zona y corta a la serie a distinta altura dependiendo del plegamiento previo, permite reconocer los pliegues mayores previos. Está el anticlinal de Piedras Blancas- Embalse del Guadalmena, con el núcleo en Pizarras del Río. Esta estructura presenta una deformación muy intensa a todas las escalas, hasta el punto de que en las cartografías previas no se reconocieron las formaciones originales. El anticlinal es la terminación más oriental del Anticlinal de Alcudia, estructura muy conocida a escala regional.

Estructuras menores

Las estructuras menores de la F₁ son pliegues, esquistosidad de plano axial de los pliegues, linearidad L₁ de intersección entre S₀ y S₁, algunas fracturas de adaptación en los pliegues y grietas tensionales en antiformes rellenas de cuarzo.

Los pliegues menores están presentes en toda la Hoja pero tienen una distribución muy irregular. No son frecuentes los pliegues de arrastre en los flancos ("drag-folds"), por lo que hay grandes paquetes sin pliegues dado el tamaño de las estructuras mayores, sin embargo en otros sectores el repliegamiento es muy intenso. Esta concentración de pliegues se debe a dos causas: Una litológica, ya que las alternancias de pizarras y cuarcitas se comportan como un "multilayers"; y la otra es la posición de charnela de un pliegue mayor. La importancia de la litología en la geometría de las estructuras es propia de un nivel de deformación alto. Un ejemplo lo proporcionan los afloramientos de las Alternancias del Caño, en la esquina NO de la Hoja.

La forma de estos pliegues es la misma de los pliegues mayores y se puede hacer extensiva a la primera fase. El tamaño de los pliegues es pluridemétrico, son muy escasos los pliegues métricos y no existen a menor escala; la longitud de onda es de una decena de metros y la amplitud es del mismo orden. Son pliegues simétricos, abiertos y de la clase 3D de HUDLESTON (1973), aunque en pliegues de mayor escala se ven formas 2B. La competencia de las capas es la que determina su comportamiento al plegarse, las capas cuarcíticas se pliegan según la clase 1B de RAMSAY (1967), y las pizarrosas son menos uniformes, suelen adaptarse y nunca llegan a ser similares. Son cilíndricos, con ejes subhorizontales y longitudes kilométricas. Su dirección general es N90°E aunque tienen un suave giro hasta N80°E en los sectores orientales.

A escala de afloramiento la esquistosidad S₁ se ve en toda la Hoja (excepto cuando está borrrada por la S₂, al Sur de la falla del Dehesón de Quiles) como una pizarrosidad (esquistosidad espaciada) en los niveles detriticos finos, especialmente en las charnelas. No obstante es tan débil que en el límite septentrional y en las Hojas alejadas la pizarrosidad que se observa se debe más a la estratificación que a la esquistosidad. Hacia el centro del cuadrante noroccidental, antes de ser oblitrada, donde los materiales están más estructurados su presencia está generalizada. Su dirección más frecuente es N70°-90°E con un buzamiento de vertical a 70°N, esta dirección y la ligera vergencia al S se puede deber a la F₂. Localmente hay direcciones norteadas por los pliegues de la F₃. Al microscopio se presenta como una esquistosidad grosera ("rough cleavage"), que en los niveles cuarcíticos sólo orienta a los escasos minerales micáceos, en los niveles finos los orienta estadísticamente y en los sectores con más deformación (centro-oeste de la Hoja) llega a ser un "slaty cleavage" grosero. En las láminas con poca deformación la orientación debida a la esquistosidad es similar a la que marca la S₀ diferenciándose sólo por referencia al ángulo que forman con la estratificación. A veces

se observa un aplastamiento paralelo de los minerales de cuarzo. Y con menos frecuencia, se presenta como una esquistosidad de crenulación cuando la fábrica sedimentaria es muy marcada por la acumulación de micas, o bien como láminas de esquistosidad poco continuas y anastomosadas. En las zonas más deformadas el “slaty cleavage” está mejor definida por la cristalización de las micas blancas y las cloritas que afectan a todos los minerales micáceos.

Las lineaciones poco frecuentes, son de intersección de la S_0 y la S_1 , y sólo aparecen en los niveles limolíticos. Son subhorizontales y son siempre paralelas a los ejes de los pliegues.

Aunque con poca frecuencia también se ven fracturas en las charmelas de los pliegues de poca longitud y paralelas a los ejes, son fracturas asociadas al mecanismo de formación del pliegue y adaptación entre capas de diferente competencia.

Por último se ha observado una deformación leve en los fósiles, prueba del carácter dúctil de la F_1 .

Las asociaciones minerales que se formaron durante la fase F_1 son características de la facies de esquistos verdes. Zona de la clorita. Aunque como ya se ha descrito, el metamorfismo es progresivo hacia el S_1 .

Las estructuras de esta primera fase se formaron en régimen dúctil, en niveles epizónales por debajo del frente de esquistosidad, con un sistema de esfuerzos coaxial. El plegamiento se originó por “buckling”, con predominio de mecanismos de tipo “flexural-slip” o deslizamientos entre capas, sobretodo en los estratos más competentes, adaptándose los niveles pelíticos y desarrollándose la esquistosidad de plano axial.

5.2.2.2.- Segunda etapa de deformación hercínica

Esta etapa se desarrolla localmente como bandas de cizalla. Toda la Hoja está afectada por esta deformación pero se hace más intensa al S de la falla del Dehesón que pasa al Sur de La Marañosa.

Los afloramientos del Arroyo del Gavilán y del Moral presentan la deformación más intensa con foliación milonítica y metamorfismo en facies de anfibolitas. En la banda más deformada es difícil reconocer en los esquistos con andalucita y las cuarcitas negras el protolito original. Sólo por la posición estratigráfica y el contexto regional se han podido correlacionar estas rocas con las formaciones originales.

Esta estructura, que provoca un cambio de vergencias a escala regional, ha sido descrita en sectores más occidentales, como un antiforme causado por un accidente de zócalo, por RÍOS ARGÜES (1974,1978, y tesis doc. Ined.1977). El trabajo permite conocer su prolongación al menos hasta unos kilómetros al Oeste de El Centenillo, incluyendo el encajante del “stock” granítico de Santa Elena. Este granoide se ha estudiado posteriormente (LARREA et al., 1999), concluyendo que su intrusión está relacionada con “stopping” magmático en condiciones extensionales, y es posterior a la fase principal compresiva de la deformación hercínica.

En los trabajos previos TAMAIN, (1968); CHARPENTIER, (1976), el metamorfismo térmico que se prolonga desde El Centenillo hasta el río Guadalén, se interpreta como un metamorfismo de contacto causado por un cuerpo granítico subaflorante alargado en la dirección E-O, cuyo afloramiento más importante es el “stock” de Santa Elena.

Con estos precedentes y el análisis estructural realizado en la elaboración de la Hoja y aledañas se llega a la conclusión de que se trata de un accidente de escala regional, con estructuras dúctiles, metamorfismo y magmatismo asociados. Aunque no se conoce toda su longitud, ni en su extremo occidental ni en esta zona ya que se sumerge bajo los depósitos triásicos, se puede denominar de momento como Zona de Cizalla Extensional Santa Elena-Puente Génave (ZCE SE-PG). En esta Hoja la traza de este accidente no puede precisarse dado que está bajo los depósitos mesozoicos.

Esta estructura es posterior a la primera fase y se correlaciona con la F_2 de DÍEZ BALDA y VEGAS (1992), aunque en el Macizo Ibérico meridional solo se ha citado en el Domo Extremeño (MATAS et al., en prensa). La presencia de la estructura en estas Hojas, permite asegurar que la F_2 se extiende por toda la ZCI aunque en muchos sectores no aflore por su geometría limitada a bandas plurikilométricas que probablemente definan accidentes planares de envergadura cortical.

Esta etapa hercínica de deformación ha sido bien estudiada en la zona de Salamanca por ESCUDER VIRUETE et al. (1994); ARES YAÑEZ et al. (1995) y DÍEZ BALDA et al. (1995). Y en el Sistema Central DOBLAS et al. (1994 a y b) y HERNAIZ HUERTA et al. (1996). Todos ellos coinciden en que es una etapa o fase de deformación extensional producida por un colapso extensional, posterior al empilamiento producido por la primera etapa de deformación hercínica, aunque algún autor lo prolonga hasta tardihercínico o alpino precoz.

Estructuras Mayores

Se trata de una única estructura con un límite septentrional transicional que podría ir por el Guadalmena y un límite meridional, el despegue extensional, que no aflora y debe pasar por Los Pascuales, con una dirección global N80°E, si bien las estructuras menores comprenden un abanico entre N70°-90°E. Consiste en una zona de cizalla con una deformación progresivamente más intensa hacia la franja central, en donde se produce un metamorfismo sincinético de grado medio de tipo alta T y baja P, cortada por una fractura normal en dirección y buzamiento hacia el S, que pone en contacto estos materiales con otros sin apenas deformación de la zona de cizalla.

Los límites son transicionales, el inferior no aflora, y el superior es muy progresivo con estructuras diferentes según la proximidad al núcleo pero siempre en bandas longitudinales y con una geometría constante. Las estructuras mayores son los pliegues, el metamorfismo, la antiforma del núcleo y las fracturas extensionales.

La estructura más externa son los pliegues hectométricos muy suaves de dirección N60°-70°E que aparecen en el sinclinal de Peñaparda, dando lugar a figuras de interferencia, observables en cartografía. Son pliegues aislados sin estructuras menores asociadas.

La siguiente banda tiene unos dos kilómetros de anchura en horizontal, y produce un repliegamiento generalizado. Es la banda que incluye el sinclinalio de La Marañoso, que a escala cartográfica es su mejor representación. Es una zona de interferencia de pliegues en la que se pierde la geometría de los pliegues de la F₁. Todavía no hay estructuras menores asociadas, pero si se observa más marcada la S₁.

A partir de la falla del Dehesón de Quiles, que pasa al sur de La Marañoso, aparece la esquistosidad S₂ que modifica el aspecto de las litologías de la zona. También la estructuración bajo el frente de la esquistosidad es progresiva, el límite superior se ha trazado con apoyo de láminas delgadas, y está representado en cartografía por la aparición de la S₂, pero se caracteriza toda la zona por una pizarrosidad muy penetrativa, la vergencia al Sur de las estructuras, una recristalización visible en afloramiento y la ausencia de pliegues menores. En general por tener una deformación mucho más intensa que la del Dominio de Pliegues Verticales. Otra característica es la marcada paralelización de la estratificación y la esquistosidad principal, por lo que exceptuando pequeñas zonas de repliegues, aparentemente toda la secuencia parece un monoclinial con un ángulo entre estratificación y esquistosidad muy bajo.

En esta banda aumenta progresivamente hacia el S la blastesis metamórfica, con la aparición de los primeros cristales de biotita, recristalizando los precinématicos de clorita.

El techo de esta estructura, por el Sur, es una fractura que se encuentra al sur de Los Pascuales y su prolongación occidental hasta el Cjo. Las Hazadillas (Hoja nº 864). Donde aflora tiene un trazado sinusoidal con dirección general N70°E y un buzamiento del orden de 60°-70° Sur. Esta fractura normal hacia el Sur no produce un salto muy grande en la serie pero sí en la estructuración y el metamorfismo. En el autóctono (labio norte) hay unos esquistos con fuerte metamorfismo, y en el aloctono una alternancia de pelitas y cuarcitas, con una blastesis de cloritoide de una decena de metros de anchura (probablemente por inducción del aloctono) y con una foliación de tipo "rough slaty cleavage".

Este accidente tiene las características de una falla extensional, que en el ámbito de este estudio tiene una estructuración compleja con varias fracturas que además tiene rejuegos tardíos.

Hay una familia de fracturas relacionadas con esta zona de cizalla al menos tardicinemáticamente, son fracturas longitudinales a la misma, con direcciones entre N70°-90°E y de cinemática diferente, unas son subparalelas a la foliación y son cabalgamientos hacia el S conformes con la vergencia hacia el S, como es la del Caserío Berjada. Y las otras que buzan al norte y tienen un movimiento normal, que se pueden considerar antitéticas respecto a la cinemática general, el mejor ejemplo es la falla del Sur de La Marañoso (Dehesón de Quiles).

En la del tipo Caserío Berjada, se desarrolla una banda de unos 20 m con una roca de falla de matriz milonítica pelítica negra, con una foliación N90°E-45°N, y numerosos "peces" tectónicos en parte de las areniscas del autóctono y en parte de brechas silicificadas, hay abundantes cuarzos blancos de exhalación plegados por la propia cizalla, se observan pliegues disruptados tanto de cuarzo como de areniscas, con direcciones N60°-40°E subhorizontales. Los criterios cinemáticos de las superficies de cizalla y los pliegues indican vergencia al SE.

Las fallas antitéticas como la del Dehesón de Quiles, presentan estructuras de tipo dúctil-frágil, dan saltos importantes en cartografía y contribuyen al hundimiento hacia el norte del nivel estructural de la zona de cizalla. El plano se ha observado en varios puntos, tiene una zona de brecha con espesores entre 10 m y 1 dm, con direcciones N80°E-75°-80°N, con estriás de rozamiento N70°E-15°NE y N60°E-20°N, en ambos casos los criterios cinemáticos indican movimiento dextro-normal, de lo que se deduce que el componente horizontal es muy importante.

En el arroyo Lumbral, el espesor de la zona de falla es de 10 m. Está constituida por brechas en una matriz de harinas de fallas, con un plano general N80°E buzando 60° al N. Los clastos son fragmentos angulosos heterométricos y polimórficos en una matriz arcillosa negra, apenas hay cuarzo, sólo algunos clastos englobados en la brecha. Hay numerosas superficies Riedel conformes con un movimiento normal hacia el N. También clastos sigmoidales con esta cinemática. Las superficies más frecuentes son N75°E/75°N con estriás de fricción NS/70°N, pero también hay planos NS o N20°E con estriás N90°E horizontales. Es evidente que hay rejuegos, pero todos los indicios apuntan a que se ha movido en régimen frágil. Se observan, además, en la brecha, unos cantos pulidos con forma elíptica de cuarcitas.

Estructuras Menores

Las estructuras menores asociadas a esta etapa son muy conspicuas y características de este tipo de deformación, y propias de una zona de cizalla en régimen dúctil. Su distribución es heterogénea dependiendo de su posición respecto al centro de la zona de cizalla, de la litología, de la posición previa respecto al elipsoide de esfuerzos y de la propia evolución de la cizalla. Hay tramos o peces tectónicos a todas las escalas sin estructurar porque la máxima deformación se ha acumulado en sus bordes.

Las estructuras menores son: pliegues, foliación milonítica, lineaciones minerales, crenulaciones, tectofacies de cizalla, pliegues intramiloníticos, y estructuras extensionales.

Los pliegues menores se producen a todas las escalas. Con la misma forma los hay a escala decamétrica y en lámina delgada, aunque son muy poco frecuentes concentrándose en sectores de charnela o cuando la estructura planar previa (S₀, dique de cuarzo) es perpendicular al sentido de máximo desplazamiento.

Son pliegues asimétricos en los que el flanco largo puede llegar ser un centenar de veces la longitud del corto. El ángulo entre flancos suele ser 90° y sólo hacia las zonas internas aparecen pliegues isoclinales tumbados. La morfología típica es un flanco largo buzando entre 45° y 15° al Norte, poniéndose más horizontal cuanto más al Sur, y el flanco corto subvertical, invirtiéndose cuanto más al Sur. Son pliegues más de tipo "chevron" que de "buckling", y de hecho el mecanismo de plegamiento es de "flexural-slip" con acomodación de los niveles pelíticos en las

charnelas. Los pliegues pueden tumbarse, es decir invertir el flanco corto, y en la zona metamórfica de la biotita se observan pliegues similares tumbados hacia el Sur de dirección N70°E. Tienen en general una dirección entre N70°-90°E y los ejes son subhorizontales.

Bajando el arroyo Lumbar desde la falla, se pueden observar los mejores ejemplos de estos pliegues asimétricos menores de la zona. Evolucionan hacia el Sur invirtiéndose el flanco corto meridional cada vez más hasta llegar a pliegues tumbados hacia el SO. La dirección de los ejes permanece constante N40°E subhorizontales y la lineación de intersección de la foliación milonítica y la S₀ es paralela N40°E horizontal, lo que viene a confirmar que ambas estructuras (pliegues y foliación) se generan en la misma estructura.

Una característica muy importante es que la foliación, que es la esquistosidad principal en la zona, no es de plano axial de estos pliegues, exceptuando ligeras convergencias en las charnelas, sino que es subparalela a los flancos largos, es decir de paralela a tener un ángulo de 15°. Esto da lugar a una deformación peculiar en los flancos cortos. La más frecuente es que la foliación corta ortogonalmente a la S₀, generando una lineación de intersección horizontal y paralela a los ejes de los pliegues N70°-90°E (esto se observa en el arroyo, unos 50 m al S de la falla). En lámina delgada se observa que en la intersección de la foliación con la S₀ o alguna vena de cuarzo perpendicular, se crea un falso plegamiento que en realidad son "micromullions" desplazados por las superficies de máximo desplazamiento.

La forma de los pliegues en toda la zona de cizalla del ZCE SE-PG, indica un elipsoide de esfuerzos no coaxial con la deformación, y un modelo de cizalla simple heterogénea, en régimen dúctil, con desplazamiento del bloque de techo hacia el Sur, estos criterios cinemáticos se observan a todas las escalas y en toda la banda de cizalla.

La esquistosidad representada en cartografía como S₂ es una foliación milonítica que varía de ser una foliación de tipo SC espaciada en las zonas externas hasta una foliación paralela muy penetrativa que borra toda la fábrica preexistente transformando la roca en una milonita, en las zonas internas. A escala de afloramiento lo que se observa en toda la zona de cizalla es una fábrica planar, que es la esquistosidad principal; ésta se hace progresivamente más intensa hacia las partes internas, empieza con una pizarrosidad muy débil, que produce "pencil" en los tramos pizarrosos y con todas las etapas intermedias llega a ser una fábrica plano-lineal muy penetrativa con recristalización evidente, que transpone y reorienta las discontinuidades previas. Hay que resaltar que la distribución es heterogénea, en las zonas más externas hay bandas con poca deformación en zonas deformadas, y en las zonas internas (Arroyo del Moral) los estratos eucárpicos se conservan, incluso con estructuras sedimentarias; entre las pelitas que acumulan toda la deformación, y en ellas las laminaciones están totalmente traspuestas. La esquistosidad que se ve en el campo son las superficies C de la foliación milonítica de las láminas delgadas.

A escala microscópica la foliación milonítica es muy característica y a permitido trazar el frente de esquistosidad S₂. Siempre es una foliación de tipo CS. Las superficies C, en las zonas externas se comportan geométricamente como una esquistosidad grosera ("rough cleavage"), que sólo afecta a los lechos miáceos, son superficies irregulares, onduladas anastomosadas y que son de fractura de los cristales previos, formándose unas láminas de esquistosidad, muy nítidas llenadas de minerales arcillosos, grafito, óxidos de Fe y minerales metálicos. Las superficies S están marcadas por la orientación de los cristales previos, que entre dos láminas C adoptan una morfología sigmoidal; los cristales de mica se reorientan en ángulos de 45° respecto a las C y los cristales de cuarzo se adaptan por procesos de disolución por presión. N e la medida que se incrementa la deformación las superficies C se hacen más penetrativas, afectan a los niveles arenosos, y el ángulo entre C y S se va haciendo menor, cuando aparece la blastesis los cristales de clorita se orientan según las S y los cuarzos llegan a ser cintas sigmoidales.

En las zonas de máxima deformación la foliación SC se paraleliza y pasa a ser un "slaty cleavage" penetrativo con los cuarzos acintados y algún cristal precinemático que siempre presenta halos de presión asimétricos sigmoidales y conformes con la cinemática de la cizalla. En estas zonas las características de las superficies C se mantienen, la roca pasa a ser una protomilonita en la que el tamaño de los cristales previos disminuye notablemente, la fábrica es planar y las láminas de esquistosidad de tipo C siguen siendo de fractura y disolución con acumulación de grafito y minerales metálicos.

Esta fábrica es plano-lineal aunque en las zonas poco deformadas las lineaciones no están bien desarrolladas, las láminas se han confeccionado orientadas y paralelas a la lineación, por lo que se ha podido ver que los criterios cinemáticos de toda la zona de cizalla indican movimiento del bloque de techo hacia el Sur.

En el núcleo metamórfico, los cristales de la zona de la biotita se disponen según las superficies S. En la zona de la Andalucía (Arroyo Gavilán y del Moral) la deformación es máxima, la roca es una protomilonita a milonita foliada con las superficies CS paralelas, los blastos de andalucita contrastan en tamaño fuertemente con la matriz, y son sincinemáticos con la cizalla. Aparecen en varios estadios precinemáticos con halos de presión asimétricos formando un sigmaido relleno de cuarzo; sincinemáticos con espectaculares cristales rotacionales; y otros tardicinemáticos que se superponen sobre la foliación milonítica.

En la descripción anterior ya se ha hecho referencia a que la estructura es plano-linear. Esta lineación se ha representado en cartografía: En las zonas externas es una lineación de rozamiento (estrías) y suele ser poco visible. En las internas las lineaciones son de dos tipos: uno marcado por el estiramiento de los cristales de cuarzo y el más frecuente marcado por la alineación estadística de los cristales con hábito tabular (cloritoide y andalucitas). En las primeras hay una cierta dispersión, pero en las segundas la dirección es muy constante N-S en el plano de la foliación. Las láminas que se han cortado con esa orientación confirman que es la dirección de máximo desplazamiento.

Aunque en sentido estricto no es una estructura hay un proceso tectónico muy ligado a las zonas con más deformación de la cizalla. Se trata de la formación de vetas centimétricas de cuarzo blanco de exhalación de carácter sincinemático y que están deformadas por la misma cizalla. Se observan plegadas, charnelas disruptadas, sigmoidales y como grietas tensionales, a veces en relevo. Todos los criterios cinemáticos que proporcionan son conformes con una cizalla de vergencia S.

La tectofacies de cizalla se puede observar en la falla que entra por el Embalse del Guadalmena al S del Cerro Padrasto. Es una roca de falla en régimen dúctil, tiene una matriz foliada pelítica que engloba "peces" tectónicos de otras litologías, como areniscas, cuarzos de exhalación,

brechas e incluso clastos de la propia matriz, y presentan indicios de deformación dúctil como acintamientos, sigmoides y pliegues disruptados. Es el resultado de un proceso tectónico continuado en una fractura de cizalla con transposiciones progresivas de la propia fractura. Esta estructura se presenta en las fracturas longitudinales conformes con la Zona de Cizalla, como la del Caserío de Berjada, son bandas de espesores decamétricos y dirección y buzamiento subparalelos a la estructura general. En la zona central de la cizalla sólo aparece en los niveles con litologías previas finamente laminadas como algunos estratos de Bancos Mixtos. Esto es una prueba de que las condiciones de presión y sobre todo temperatura en la zona central favorecen más los mecanismos dúctiles como estiramientos de la serie que las fracturas.

En realidad todas las estructuras de esta zona de cizalla son extensionales, aquí se incluyen sólo las estructuras a escala de afloramiento, propias de este tipo de deformación. Se ha observado desde fracturación en "fichas de dominó" de un estrato, a la más frecuente, que se encuentra en toda la zona pero especialmente en la zona interna como es el "boudinage" de los estratos cuarcíticos, cuyos huecos se llenan de cuarzo blanco, y tienen una dirección general E-O.

En resumen, la segunda fase hercínica en esta Hoja viene definida por una banda de cizalla de dirección N90°-70°E, buzamiento al N y cinemática que indica siempre movimiento del bloque de techo hacia el S-SE. En esta Hoja sólo se observa el límite de techo y no se sabe dónde está el muro. El límite de techo al norte es gradual, empieza con replegamiento de los pliegues de la F₁. Al Sur, el límite está marcado por una falla normal buzando al S, que se ha interpretado como un despegue hacia el Sur, que produce una intensa deformación de cizalla y metamorfismo de alta T en el autóctono.

La banda de cizalla tiene una anchura mínima de 4 Km desde donde comienza la foliación milonítica y produce una deformación a todas las escalas que borra por completo la F₁. Se caracteriza por pliegues asimétricos vergentes al Sur, una foliación milonítica de tipo SC que llega a protomilonizar con una foliación planar muy penetrativa y estiramiento de las formaciones rocosas en las proximidades del accidente de despegue. Lleva asociado un metamorfismo de alta T en el bloque de muro paralelo al accidente de despegue, con una zonación metamórfica muy apretada que va de la clorita a la andalucita.

Aunque en la extensión de una Hoja sólo se pueden hacer hipótesis regionales, esta fase encajaría con el modelo de despegue de Tipo II de LISTER and DAVIS (1989), que consiste en una serie de fracturas sucesivas progresivamente más frágiles, con deformación dúctil (foliación milonítica) en el bloque de muro y fracturación en el de techo, sin que se pueda afirmar sin estudiarla en su conjunto que la ZCE SE-PG constituya un "core complex".

Esta deformación coincide con los despegues reconocidos en la zona de Salamanca y el Sistema Central, en donde, según los autores citados, esta fase obedece a un colapso extensional del orógeno hercínico subsecuente al engrosamiento cortical producido por la primera etapa de deformación hercínica (F₁).

5.2.2.3.- Tercera etapa de deformación hercínica

Esta etapa se ha establecido para todo el Dominio de Pliegues Verticales de la Zona Centro Ibérica (DÍEZ BALDA y VEGAS, 1992) y se ha descrito en el Macizo Ibérico meridional por MATAS et al., (en prensa), PALERO (1993) y ORVÍZ et al. (1975). Produce pliegues de gran longitud de onda, de dirección N100°-120°E, plano axial subvertical que van acompañados de pliegues menores y que llevan asociado un clivaje de crenulación. En esta región se han identificado estructuras pertenecientes a una tercera fase hercínica aunque presentan una gran variabilidad en cuanto a su distribución y al carácter de la deformación al pasar de unos niveles estructurales a otros. Se caracterizan por que obedecen a un elipsode de deformación, y por tanto de esfuerzos, con una orientación (del eje de compresión máxima) casi E-O, oblicua a la que dio lugar a la configuración de la F₁.

En la parte meridional de la ZCI (MATAS et al., (en prensa)) la deformación se concentró principalmente en bandas de cizalla de anchura variable y dirección predominante NO-SE con sentido de desplazamiento sinistro y sus conjugadas, de dirección NE-SO y sentido dextro. Son dúctiles o frágiles dependiendo del nivel estructural al que afecta y a la litología de los materiales afectados. Estas bandas o corredores de cizalla sinistra de dirección NO-SE caracterizan esta fase de deformación en el Macizo Ibérico meridional.

Ni en esta Hoja ni tampoco en las aledañas se han detectado las bandas de cizalla sinistra tardías, aunque se han atribuido a esta fase las estructuras que pliegan a las de F₁, en su mayor parte pliegues suaves de dirección E-O que aquí se han asimilado a la F₂. La posible explicación sería que la orientación de la segunda fase en este sector absorbe en su mayor parte la compresión principal E-O que define esta etapa.

La estructura más frecuente atribuible a esta fase es un plegamiento muy suave que afecta a los de la primera, y que se pueden en toda la zona, especialmente en las zonas donde mejor se desarrollan los pliegues menores de la F₁, los mejores ejemplos se tienen en la Alternancia del Caño, en el río Guadalmena. Son pliegues suaves (180°-120° de ángulo entre flancos), de longitud de onda plurimétrica, y amplitud decimétrica. De plano axial vertical, sin esquistosidad asociada. Y con ejes subhorizontales de direcciones variables, ya que se superponen a superficies plegadas, las más frecuentes son N-S y N120°-140°E.

También se puede atribuir a esta fase los giros norteados de la foliación milonítica como el que se produce en la margen derecha del embalse del Guadalmena.

5.2.2.4.- Etapas de fracturación tardihercínica

Una vez estructurada la región por las tres principales etapas hercínicas, se comporta como un zócalo rígido frente esfuerzos posteriores. Las estructuras son fracturas, principalmente frágiles, que conllevan movimientos relativos de bloques. En esta Hoja se detectan varias familias que obedecen a sistemas diferentes.

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

RÍOS ARAGÜES (1978), explica los filones por dos etapas: una de fallas normales N60°-90°E y buzando 60° al S; y otra tardía con el eje de máxima extensión horizontal N-S. PALERO (1993) atribuye la familia de filones de direcciones N70°-90°E a la segunda fase hercínica. LILLO (1992) describe tres etapas tardihercínicas, la primera de ellas se caracteriza por una extensión próxima a la dirección N-S. Y MATAS et al., (en prensa) atribuyen la fracturación tardihercínica principal del Domo Extremeño al sistema conjugado que responde a una compresión N-S.

Además de lo citado hay que considerar que en la ZCI meridional se produce una importante etapa de granitización con la intrusión del Batolito de Los Pedroches, considerada (ARANGUREN et al., 1995) como un emplazamiento controlado por una cizalla dextra de escala crustal y dirección N120°-130°E, en régimen transtensivo (no hay que olvidar que en esta Hoja hay afloramientos atribuibles a ese episodio). Posteriormente al emplazamiento MARTÍN PARRA et al., (2000), han descrito hasta cuatro etapas de fracturación consecutivas, que indican que el elíptope de deformación gira en sentido dextro.

En esta Hoja las etapas de fracturación tardihercínicas se pueden agrupar en cuatro familias, aunque quizás el esquema sea simple porque cada familia abarca un abanico de direcciones. Las etapas son: Fracturas asociadas a la segunda etapa de deformación. Fracturas de dirección NO-SE. Fracturas del sistema tardihercínico conjugado. Y fracturas N-S.

Las fracturas asociadas a la segunda etapa, como ya se han descrito, tienen direcciones comprendidas entre N70°-90°E y se dividen en dos grupos los cabalgamientos con vergencia S y las fallas antíticas normales hacia el N. El hecho de que coexistan estructuras tan dispares como milonitas y fallas frágiles, es característico de las fallas extensionales donde la deformación dúctil se concentra en la zona central de la cizalla. Son fracturas que forman corredoresuniéndose lateralmente y corridas plurikilométricas como las que pasan al S de Dehesón de Quiles, La Marañosa y Caserío de Berjada. Tienen estructuras menores asociadas a veces dúctiles. Se concentran en la Zona de Cizalla. Y llevan asociada una actividad hidrotermal de baja temperatura importante, que en sectores occidentales han dado lugar a importantes indicios mineros de tipo BPG.

Otro sistema muy notorio, aunque poco penetrativo, son las de dirección N120°E, aparecen en el sinclinal de Peñaparda, en el Cerro de los Cuartos del Crespillo y al SE de La Marañosa. Llevan asociada una brecha de falla de orden métrico, con clastos de cuarzo englobados. Tienen corridas kilométricas y salto variable pero normalmente con hundimiento del bloque septentrional y componente horizontal dextra. Son posteriores al sistema anterior al que cortan, y son conformes con la cinemática detectada en el Batolito de Los Pedroches.

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

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

Se trata de dos conjuntos de fracturas frágiles, uno NNO-SSE de desgarre sinistro y otro principalmente NNE-SSO de desgarre sinistro. Relacionados con estas fracturas se desarrollan algunas estructuras menores como bandas estrechas de kink-bands de la misma orientación.

En el marco de Hoja aparece homogéneamente repartido y son especialmente patentes cuando afectan a los niveles arenoso-cuarcíticos. Tienen corridas de dos a tres kilómetros y desplazamientos decamétricos.

Esta fracturación es frágil con planos de falla tapizados de sílice con estrías grabadas. En esta sólo se observan brechas de falla probablemente causadas por rejugues posteriores.

Estos dos conjuntos responden a un sistema conjugado de fracturación, con direcciones de compresión máxima aproximadamente N-S, compresión mínima (extensión) E-O y el eje intermedio en la vertical.

Ligado a este sistema conjugado hay una actividad hidrotermal de baja temperatura que suele llenar las fracturas de dirección NE-SO. Estos rellenos aparecen en todo el Macizo Ibérico meridional, y con frecuencia van acompañados de mineralizaciones de sulfuros.

5.2.2.5.- Edad de las etapas de deformación hercínicas

Aunque ya se ha argumentado en los apartados anteriores, aquí se resumen las acotaciones de edad alcanzadas en esta Hoja y zonas próximas. Hay dos interrupciones en la secuencia sedimentaria con paraconcordancia de los materiales suprayacentes, en el Ordovícico superior y en el Devónico medio, que deben ser respuestas locales de las primeras manifestaciones de la Orogenia Hercínica, la última en concreto se corresponde con la edad de la primera fase de deformación detectada al Sur de la Zona de Ossa-Morena.

La primera etapa es anterior a los depósitos discordantes, que afloran en la Hoja nº 886 (Beas de Segura), pertenecientes al Culm de Los Pedroches, cuya edad está bien establecida, como Tournaisiense superior-Namuriense inferior (QUESADA et al., 1990). La segunda fase es sincinemática, ya que sus últimos movimientos afectan a estos depósitos, lo que está avalado por los datos de dataciones absolutas con Rb/Sr y Sm-Nd realizadas en el "stock" de Santa Elena por LARREA et al., (1999), que le atribuyen una edad de 331 ± 34 Ma., es decir, que con los datos de campo se elige el límite más moderno (Westfaliense).

Y tanto la segunda como la tercera fase son anteriores a los materiales carboníferos continentales de la Hoja nº 864 (Venta de los Santos), discordantes sobre los materiales ya totalmente estructurados infrayacentes, y cuya edad es Westfaliense D superior-Estefaniense. Por tanto las principales etapas de deformación hercínica en este sector del Macizo Ibérico se produjeron entre el Tournaisiense y el Westfaliense D superior.

Las dos primeras etapas de fracturación se produjeron también en este periodo de tiempo, y las otras dos son mucho más tardías, probablemente durante el episodio "Alpino Precoz" de DOBLAS et al. (1994), de edad permotriásica.

5.2.3.- Deformación alpina

En esta Hoja y las aledañas, hacia el S y SE, está el borde meridional del Macizo Ibérico, el límite lo marca la discordancia de los materiales triásicos sobre las rocas paleozoicas fuertemente estructuradas. Una característica de este sector es el paralelismo de las estructuras hercínicas con la citada discordancia. El Paleozoico constituye el antepaís respecto al orógeno alpino, y se ha comportado como un zócalo rígido en donde sólo se da una tectónica de fractura y movimiento de bloques. La base erosiva de la discordancia, la horizontalidad y la ausencia de deformación del Triás, confirman lo anterior, por tanto el citado paralelismo significa que las estructuras hercínicas han condicionado los depósitos triásicos, lo que implica que con toda probabilidad se produjo una fracturación en la etapa extensional de creación de cuenca condicionada por la fracturación hercínica previa. En este sector la dirección varía de N90°E a N40°E y se observa en La Almohadilla y en Los Pascuales.

En esta Hoja y zonas próximas al límite entre el paleozoico y el Prebético, hay un sistema de fracturación muy bien desarrollado que afecta a los materiales del Triás y paleozoicos. Tiene direcciones comprendidas entre N60°-90°E, y en general, son normales con el bloque meridional hundido. Aunque son difíciles de observar, ya que afectan a materiales muy deleznable, algunos afloramientos muestran que desarrollan zonas de fractura de varias decenas de metros, con superficies y espejos de falla abundante, todos indicando medio frágil y movimientos normales, y es de destacar sus importantes halos de alteración y cementación carbonatada.

La coincidencia de las direcciones de la ZCE SE-PG con esta fracturación, permite suponer que hay una relación estructural, probablemente el despegue extensional implica una discontinuidad cortical importante, que se reactiva en los tiempos alpinos.

5.3. ESTRUCTURA DEL PREBÉTICO EXTERNO Y COBERTERA TABULAR

El ámbito cubierto por terrenos mesozoicos, dentro de la hoja de Siles, corresponden de noroeste a sureste a las siguientes unidades morfoestructurales: *Cobertera Tabular*, *Prebético de la Sierras de Alcaraz y Cazorla* y *Prebético de la Sierra de Segura*. Las tres zonas tienen una orientación SO-NE, siendo la segunda la que tiene mayor extensión.

Desde el punto de vista estructural la *Cobertera Tabular* es la más sencilla, dado que tal como su nombre lo indica, los sedimentos fundamentalmente Triásicos cubren los relieves paleozoicos de un modo bastante uniforme. Están generalmente horizontales, con pequeños basculamientos debido a la presencia de fallas que en algunos casos han actuado durante los procesos de sedimentación.

La segunda zona identificada, el *Prebético de la Sierras de Alcaraz y Cazorla*, es quizás la más significativa, dado que dentro del contexto de la hoja se ve interrumpida su típica estructura de imbricación de cabalgamientos, presentándose mayormente como una zona de suaves plegamientos y bloques basculados. De Norte a Sur, esta zona del Prebético, se puede dividir en tres sectores. El mas septentrional, que está al norte de la falla del Bellotar, y el mas meridional, que está al sur de la falla de la Puerta de Segura, tienen la estructura dominante de esta zona del Prebético, es decir, están constituidos por una serie de escamas imbricadas que hacia el norte forman el arco de Alcaraz y hacia el sur forman la zona de cabalgamientos imbricados de Cazorla. El tercer sector, que es el de mayor extensión dentro de la hoja de Siles, está entre las dos fallas mencionadas, las cuales tienen una dirección E-O (El Bellotar) y SE-NO (La Puerta de Segura). La estructura de basculamiento de bloques con plegamientos muy suaves presente en este sector, está condicionada por la presencia de fallas, siendo las mas importantes de dirección NNE-SSO y SE-NO. En estas estructuras están implicados los sedimentos terrígenos del Triásico y las dolomías jurásicas. En la parte noroccidental no hay afloramientos cretácicos, los cuales van apareciendo a medida que nos desplazamos hacia el sureste, hasta que nos encontramos con el límite oriental que nos pone en contacto con la Unidad *Prebético de la Sierra de Segura*.

La zona del *Prebético de la Sierra de Segura* situada en el ángulo sureste de la hoja se caracteriza por la presencia de "calares", en general como siniformas, con los altos topográficos coronados por calizas Senonienses. Las estructuras de plegamiento son generalmente muy suaves. En el borde de la hoja se encuentra el extremo sur del Calar del Mundo y es en su lado NO donde se sitúa el límite entre las dos unidades del Prebético. Se trata de una serie de fallas menores que en su conjunto constituyen una estructura de importancia regional, que en esta hoja tiene una orientación Noreste – Suroeste que hace el sur pasa a N-S. Esta falla, actualmente inversa, ha sido interpretada como una falla lítica sinsedimentaria durante el cretácico inferior, que según VILAS et al. (2001) constituye el límite norte del dominio sedimentario Prebético. Este Dominio se caracteriza estratigráficamente por la acusada subsistencia desde el Oxfordiense hasta el Berriasiense y la continuidad sedimentaria entre el Jurásico y el Cretácico Inferior.

La evolución tectónica de la región prebética de la hoja de Siles se puede sintetizar analizando la evolución del margen continental sudibérico comenzando con las etapas distensivas y finalizando con la deformación principal de la Cordillera Bética (VERA, J.A. et al. 2004).

La distensión cortical comenzó en el Triásico inferior con un primer episodio de fracturación intracontinental que dio inicio a la apertura del Atlántico. La principal etapa distensiva se produjo posteriormente durante el Jurásico, especialmente hacia el límite Carixiense-Domeriense, cuando se inició el episodio (GARCÍA HERNÁNDEZ et al. 1980; VERA, 2001) que diferenció el Subbético del Prebético. Esta etapa extensiva continuó hasta el Cretácico inferior.

Posteriormente se mantuvo en el margen suribérico un período de transición hasta el comienzo de la tectónica compresiva del Paleógeno. Este paso de un margen pasivo a otro convergente sucedió cerca del límite Cretácico-Terciario. Posteriormente, entre el Burdigaliense superior y el Tortonense inferior se produce la colisión oblicua de las Zonas Internas (Dominio de Alborán) con el paleomargen sudibérico. Durante este período la cubierta sedimentaria de las Zonas Externas Béticas sufre una intensa estructuración formando un cinturón de pliegues y cabalgamientos.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

El registro estratigráfico del Paleozoico de Sierra Morena oriental, donde se ubica esta Hoja, queda encuadrado, como ya se ha descrito, en el Hiperciclo Postcámbrico, SAN JOSÉ et al. (op.cit.), que abarca los materiales con edades comprendidas entre el Ordovícico Inferior y el Carbonífero Superior.

Los materiales aflorantes de este Hiperciclo, pueden dividirse en dos conjuntos separados por la discordancia (límite de tipo 1) del Ordovícico Superior (Ashgill). Por tanto, se trataría de dos megacírculos; el inferior de Ordovícico Inferior a Superior (pro parte) y el superior Ordovícico Terminal a Devónico Inferior. En sectores próximos dentro de la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad) se ha constatado la existencia de series atribuidas al Devónico superior en conformidad cartográfica. Estos materiales con un límite de tipo 1 en su base, se integrarían en un tercer megacírculo dentro del registro paleozoico de Sierra Morena Oriental.

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

De esta forma, y admitiendo la discordancia (límite de tipo 1) no observable en esta área de la base del hiperciclo, pueden establecerse dos eventos de fracturación, con creación de cuenca, cuyas cronologías establecidas son la de Arenig inferior y la de Ordovícico terminal (Ashgill), y dos etapas de margen pasivo, consecutivas a ellos, en las que la sedimentación se caracteriza por el carácter homogéneo y repetitivo de unidades litológicas que se acrecientan en el registro sedimentario como respuesta, en gran medida, a los ascensos o descensos del nivel del mar.

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

Aplicando criterios de estratigrafía genética, se han diferenciado en el hiperciclo postcámbrico una serie de Secuencias Depositionales (SD), MITCHUM (1977), VAIL et al. (1977), POSAMENTIER et al. (1988) que de muro a techo son las que se determinan en la Figura 6.1.

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

Algunas de estas S.D. finalizan con el depósito de carbonatos (bioclásticos y bioconstruidos), que constituirán el H.S.T. de dichas secuencias. Son el caso de la "Caliza de Urbana" y la del Devónico Inferior.

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

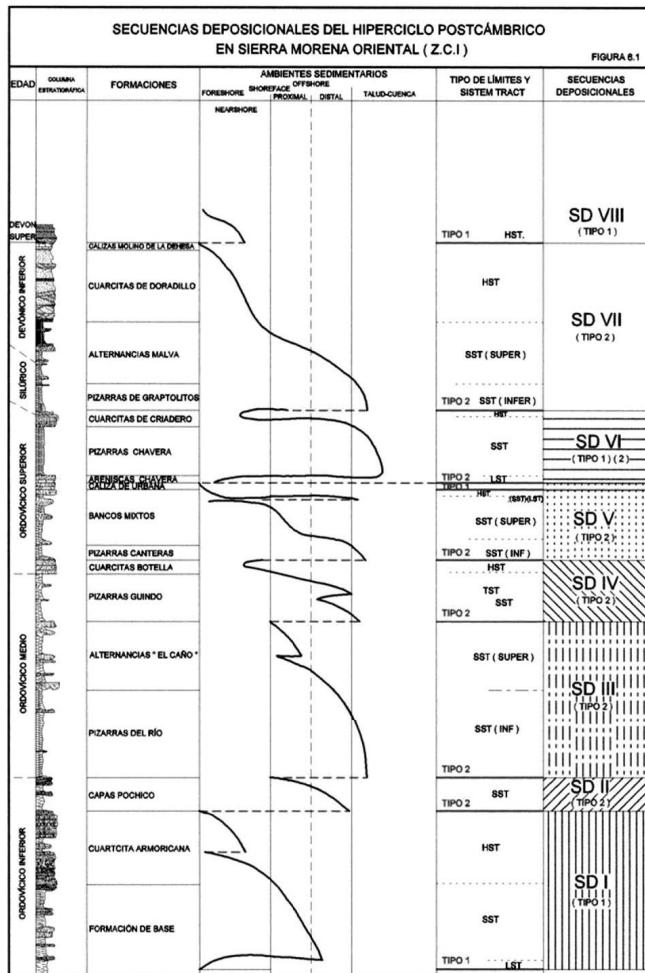


Figura 6.1. Secuencias deposicionales del Hiperciclo postcámbrico en la Z.C.I.

QUESADA, C. (1992) propone un modelo geodinámico para el Macizo Hespérico en el que considera la Zona Centroibérica (Z.C.I.), donde se ubica el área de estudio, como el “terreno (en sentido tectoestratigráfico) autóctono correspondiente a un antiguo promontorio del borde septentrional de Gondwana”. Sobre dicho promontorio se produjo la acreción del terreno meridional correspondiente a la Zona de Ossa Morena (Z.O.M.) durante la Orogenia Cadomiense, de tal forma que la Zona Surcentroibérica se configura como una cuenca de antepais, en la que se alojaron en primera instancia, los materiales del Hiperciclo Anteordovicíco de edad Alcudiense inferior-Cámblico inferior. Estos depósitos sufrieron el plegamiento de la Orogenia Cadomiense.

La discordancia y transgresión del Ordovícico inferior, con la que comienza el Hiperciclo Postcámbrico, sellaría la etapa precedente marcando el paso a medios de plataforma siliciclastica correspondientes a un margen continental pasivo.

En este encuadre tectoestratigráfico se depositan las series aflorantes en esta Hoja durante el Ordovicico Inferior y Medio.

Durante este periodo se depositan las S.D. I a V (Figura 6.1), todas ellas, salvo la S.D. I son de tipo 2 con un hecho reseñable, común a todas ellas, cual es la mayor potencia comparativa de las facies de plataforma externa (S.S.T.) respecto a las facies de plataforma interna (T.S.T. y H.S.T.). Este hecho sistemático parece confirmar la idea expuesta por diversos autores, WALKER (1984), GABALDÓN (1990), de que el efecto fundamental de los huracanes y tormentas en las plataformas, es el de transportar sedimentos desde el “nearshore” al “offshore”, de tal forma que facies destructivas en plataforma interna equivalgan a constructivas en plataforma externa y talud.

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

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

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

Con posterioridad a este evento extensional, se depositan las Secuencias Depositionales VI y VII, que abarcan desde el Silúrico hasta el Devónico Inferior, constituyendo un megacírculo de facies grano y estratocreciente, en una situación “regresiva” y somerizante.

Son muy escasos los registros sedimentarios datados con edades posteriores al Devónico Inferior, como sucede en gran parte de la Zona Surentroibérica occidental. En el ámbito de la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad), se ha definido una laguna estratigráfica (Mesodevónica) de tal forma que sobre los depósitos carbonatados de los niveles superiores del Devónico Inferior (Emsiense), se tienen los materiales siliciclasticos y carbonatados del Devónico Superior (Frasniense).

Esta importante laguna mesodevónica de ámbito cuencal, GUTIERREZ MARCO, et al. (op.cit.), se interpreta como un episodio deformativo hercínico previo al principal, en la ZCI y coetáneo con el primer episodio de deformación de la ZOM.

En estos sectores meridionales, muy próximos a esta área y dentro de la Hoja nº 886 (Beas de Segura), en discordancia con distintas formaciones Silúricas y Devónicas, afloran potentes series heterolíticas de afinidad turbidítica (Facies Culm), con edad Carbonífero Inferior.

Este hipercírculo postcámbrico se interpreta como una sedimentación continua en un margen continental pasivo. Este episodio sedimentario se ve interrumpido por la Orogenia Hercínica.

La deformación hercínica, se produce en varias fases que, en conjunto, dan lugar a la estructuración principal de estos materiales. Las primeras manifestaciones son las ya descritas que se registran como lagunas sedimentarias durante el Devónico Medio. La primera fase (F1), con plegamiento generalizado y esquistosidad, se produce durante una etapa variable, que con los datos regionales de edad absoluta y de los sedimentos postorogénicos, se puede establecer entre el Devónico Superior y el Carbonífero Inferior.

Este primer episodio de deformación dio lugar a un engrosamiento cortical que provocó un colapso extensional con fracturas de despegue extensional, que son las estructuras atribuidas a la F₂ en la Hoja. Durante esta etapa se produce la intrusión del stock granítico de Santa Elena, datado por LARREA et al. (1999) en 331±34 M.a., y el depósito sincinemático de los materiales del Culm. Esta edad, aunque poco precisa, no discrepa de la propuesta por VALVERDE VAQUERO et al. (1996) para el evento extensional que durante el Viseense Superior-Namuriense sufrió la ZCI.

Finalmente, en el sector noroccidental de la Hoja nº 864 (Ventas de los Santos), en discordancia angular y erosiva sobre los sedimentos del Ordovícico Inferior, se han cartografiado unos afloramientos de tamaño muy reducido, constituidos por conglomerados polimicticos y cuya edad establecida es de Carbonífero Superior (Westfaliense D-Estefaniense). Estos depósitos constituirán la megasecuencia postorogénica con la que culmina el Hipercírculo Postcámbrico.

Por correlaciones regionales, se puede afirmar que estos depósitos son posteriores a las tres fases dúctiles de la Orogenia Hercínica y, probablemente, a las 2 primeras de fracturación frágil.

El periodo de granitización (tipo granodiorítico) también es amplio, iniciándose en niveles corticales profundos durante las etapas principales de deformación y emplazándose en zonas más someras en las etapas más tardías, con carácter sin a postcinemático. Las etapas de fracturación tardihercínicas son posteriores al Carbonífero Superior y pueden llegar hasta el Pérmico, ya que afectan al conglomerado discordante de edad Carbonífero Superior. En su conjunto se han descrito como sistema de fracturación conjugado NNO-SSE/NNE-SSO.

Con posterioridad a los últimos episodios deformativos de la Orogenia Hercínica, el área debió quedar emergida y sometida a una fuerte erosión. El registro sedimentario del Paleozoico plegado constituyó el antepaís y el área fuente de la cual proceden la mayor parte de los materiales, de carácter fundamentalmente detrítico, constitutivos del Triásico.

Durante el Triásico la zona de estudio, queda predominantemente encuadrada en el dominio siliciclastico que contorneaba Iberia y que hacia el Tethys pasaba a depósitos costeros y marinos someros. El desmantelamiento de las zonas emergidas (zonas positivas) compuestas de rocas metámorficas e igneas, proporcionó materiales detríticos que se depositaron en sistemas de abanicos aluviales (conglomerados de la base) y sistemas fluviales: niveles de areniscas.

Aunque posiblemente relacionado con el proceso general de rifting que se inició en el Pérmico y condicionó de forma notable la distribución de facies del Triásico en parte de Iberia, p.e. la Ibérica, la realidad es que en la zona cuyo estudio nos ocupa, los materiales del Triásico, en especial los inferiores, se depositaron fosilizando una zona bastante peniplanizada formada por rocas del Paleozoico.

La edad atribuida a estos materiales es variable de acuerdo a los escasos trabajos publicados sobre esta zona. FERNÁNDEZ et al. (1994) admiten una edad Ladiniense para el inicio de la sedimentación Triásica, mientras que López-Gómez et al. (1998) citan esta edad para el “Muschelkalk inferior”, ausente en esta zona, y que habría que suponer que tienen equivalentes detríticos en cambios de facies.

Las dolomías tableadas en facies Muschelkalk se corresponderían con el ciclo transgresivo del Ladiniense. Esto lleva a pensar que los materiales detríticos rojas infrayacentes puedan ser de edad Anisiense o incluso más antiguos “Scythiense”.

La edad de los materiales de la facies Keuper, siempre distingible por la presencia de eaporitas no presenta dudas ya que BESEMS (1982), BESEMS y SIMON (1982), SOLÉ DE PORTA y ORTÍ (1982) y TORRES (1990), en base a datos palinológicos, sitúan la Facies Keuper en la zona *secatus-densus* que representarían una edad Carniense (VISSCHER et al., 1994).

Tampoco hay dudas sobre la edad de las dolomías tableadas que configuran el techo de los depósitos del Triásico (Fm Dolomias Tableadas de Imón (GOY et al. 1976) y Fm Zamoranos (PÉREZ-LÓPEZ et al. 1991) que tienen una edad Noriense, aunque no habría que descartar que la parte alta del Keuper también tenga una edad Noriense (ORTÍ, 2004).

A la vista de estas consideraciones sobre la edad de los materiales del Triásico, se pueden realizar las siguientes consideraciones:

Los desequilibrios del macizo varisco ligados al rifting Permotriásico, propiciaron la erosión de las áreas paleozoicas emergidas, permitiendo, en el Triásico medio, el desarrollo de abanicos aluviales poco penetrativos que suavizaron la paleotopografía existente en la zona de depósito.

Posteriormente se instala un sistema fluvial de canales laxos muy divagantes, que puntualmente transportan cargas importantes de sedimentos arenosos. Se producen fenómenos de acreción vertical y lateral pero la llanura aluvial lutítica se preserva extensamente, de forma que las lutitas resultan ser la litología dominante. La mineralogía de las arcillas revela, en general un predominio de las illitas detríticas, procedentes de la interperímeración de las pizarras paleozoicas. El Triásico se ha interpretado como un paradigma de paleoclimas tropicales áridos: las edafificaciones de las lutitas de la llanura aluvial: nódulos y láminas de caliche así como decoloraciones hidromórficas confirman esta hipótesis. Se registran encaramientos ocasionales de la llanura de inundación con depósito de dolomías arenosas ocasionalmente con altos contenidos en hierro (ferrodolomias).

El primer episodio transgresivo del Triásico, de edad Anisiense, no ha quedado reflejado en la zona al menos no como sedimentos marinos (dolomías), aunque el cambio de nivel de base podría haberse reflejado en la arquitectura de las secuencias de depósitos analizados.

La trasgresión del Ladiniense si queda registrada en forma de dolomías tableadas, que fue seguida de un episodio regresivo, en facies Keuper, en el que se separan dos ciclos de primer orden, separados por una intercalación detrítica (Fm arenas de Manuel) localmente visibles en la zona. El ciclo más moderno incluye la parte alta del Keuper y la Fm Dolomias Tableadas de Imón.

Durante el Lias-Dogger, en la zona oriental del área cubierta por la hoja de Siles se estableció una plataforma de carbonatos muy somera con ambientes submareales a supramareales donde la tasa de sedimentación fue relativamente elevada. La sedimentación en esta plataforma se produjo con escaso o nulo control tectónico. En el Malm la sedimentación carbonatada continúa en una plataforma bastante restringida, con elevada tasa de sedimentación de carbonatos. Se trata de un ambiente submareal de baja energía relacionado con una plataforma protegida de la acción del oleaje.

Durante el Cretácico inferior el sector sureste de la Hoja constituyó un ambiente claramente continental de tipo lacustre con amplias orlas palustres, cercano a la línea de costa. En el Aptiense inferior- Albieno los depósitos terrígenos correspondieron a un ambiente transicional marino somero hacia depósitos fluviales.

Finalmente durante el Cretácico superior se produce una importante transgresión, debida a un ascenso eustático que es considerado el de mayor magnitud ocurrido durante el mesozoico. Se depositaron carbonatos en ambientes que oscilaron entre plataformas muy someras y zonas lacustres costeras.

En el Mioceno ya nos encontramos con los efectos de la tectónica alpina, con los plegamientos e imbricaciones debidas a la colisión con Iberia, al tiempo que se generaba la cuenca de antepaís del Guadalquivir con depósitos carbonatados marinos.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

7.1.1.- Minerales metálicos y no metálicos

Los indicios que podrían observarse en el ámbito de esta Hoja corresponden a mineralizaciones dispersas ligadas a determinadas formaciones del Paleozoico aflorante, en las que ya se ha descrito que son abundantes los cristales idiomorfos de sulfuros, dispersos en las Pizarras del Río, Pizarras Guindo, Pizarras Chavera, Cuarcita de Criadero y Ampelitas Silúricas.

Tanto en las Pizarras del Río, como en las Ampelitas Silúricas, son abundantes los nódulos con núcleo de sulfuros polimetálicos. El volcanismo de carácter básico e intermedio, que ocurre durante el depósito de estas formaciones con niveles de rocas volcanoclásticas dentro de las Pizarras del Río (Cortijo El Cerrajero) y coladas de rocas básicas-intermedias en la Caliza de Urbana (Cortijo La Alameda), concentra en su entorno los indicios más llamativos de sulfuros dispersos, tanto en los esquistos negros como en los carbonatos de Urbana. Posiblemente sea el volcanismo y sus aportes hidrotermales intracuenca, cuya máxima actividad se registra durante el Ordovícico Inferior-Medio (Oretaniense), y de forma más notable, en el tránsito Ordovícico-Silúrico (Ashgill-Llandovery), la causa de las mineralizaciones dispersas de sulfuros en las formaciones reseñadas. En ningún caso, estos indicios han sido motivo de laboreo ni explotación. En áreas más occidentales, RÍOS et al. (1979), citan mineralizaciones estratoligadas a techo de la Caliza de Urbana en el río Ojailen (SE de Puertollano), y en la Cuarcita de Castellar intercalada en las pelitas con fragmentos o Pizarras de Chavera, en la zona de la Carolina, que sí han sido objeto de laboreo minero. Las prospecciones geoquímicas en el ámbito regional demuestran igualmente que el fondo geoquímico en Pb es muy alto en estas formaciones, especialmente en la “Cuarcita de Castellar” o “Cuarcita de Criadero”.

En el contexto regional, el ámbito centro-occidental de esta Hoja constituiría el límite oriental del distrito minero de Linares-La Carolina, con una importante tradición en la minería de filones hidrotermales de Plomo, Planta y Zinc (B.P.G.).

7.1.2.- Rocas industriales

Las canteras de áridos existentes en la hoja de Siles son muy pocas y de reducido tamaño. Hay unas de áridos de machaqueo y otras de áridos naturales estando la mayor parte de ellas inactivas. Las de áridos naturales se encuentran en los materiales terrígenos triásicos y en los aluviales cuaternarios. Las de áridos de machaqueo son de dolomías jurásicas en el sector oriental de la hoja y de cuarcitas en el Paleozoico.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1.- Climatología

En la hoja de Siles existen 5 estaciones pluviométricas de Instituto Nacional de Meteorología (INM) distribuidas más o menos uniformemente (Cuadro 1). Las condiciones climatológicas sobre temperatura y precipitación se describen a partir de la información suministrada por el esquema climático regional.

La hoja se encuentra comprendida entre las isoyetas de 500 mm y 900 mm con mínimos situados al noroeste y máximos en la esquina suroriental en relación con los relieves del Calar del Mundo, donde se localizan las cotas más elevadas.

Las isotermas, como es lógico, se encuentran también condicionadas por la altitud del área, con valores comprendidos entre 12°C y 16°C. Los mínimos aparecen en las esquinas nororiental y suroriental, en el Calar del Mundo y en la Sierra de Calderón y los máximos en el valle de río Guadalimar y hacia el oeste.

Los datos disponibles sobre la evapotranspiración potencial (ETP) media anual proceden del Plan Hidrológico del Guadalquivir (CHG, 1995) y corresponden al periodo 1942-1988. Los valores medios de ETP están comprendidos entre 750 mm y 850 mm.

ESTACIÓN	NOMBRE	PERIODO	PRECIPITACIONES		
			Año seco	Año medio	Año húmedo
5173	Siles	1960-95	663	770	849
5175	Benatae	1960-95	763	941	1056
5180	Puente de Génave	1960-95	513	595	658
5192	Villarrodrigo	1960-95	524	616	673
5198	Génave	1960-95	472	554	619

Cuadro 7.1. Resumen de datos pluviométricos (periodo 1960-1995) Fuente: IGME-DGOHCA, 2001.

7.2.2.- Hidrología superficial

La hoja se encuentra dentro de la Cuenca del Guadalquivir, en su área de cabecera, con excepción de un pequeño sector de su esquina suroriental que se incluye en la Cuenca del Segura. El río Guadalimar condiciona el drenaje superficial de su mayor parte, atravesando la hoja de NE a SO, aunque la esquina NE aparece surcada por el río Guadalmena, cuya cuenca condiciona el drenaje de esta zona.

En esta hoja, y en la vecina de Yeste, se ubica la cabecera del río Guadalimar, donde se producen las aportaciones subterráneas de los acuíferos jurásicos y cretácicos que dan al río su caudal permanente. Los principales tributarios del Guadalimar, dentro de la hoja, son el Trujala y Arroyo de los Molinos por su margen izquierda y el Onsares por su margen derecha, todos ellos con caudal permanente.

7.2.3.- Características hidrogeológicas

Los principales materiales permeables que aparecen en la hoja corresponden a carbonatos jurásicos y cretácicos que forman parte de las Masas de Agua Subterránea (MAS) 05.01 Sierra de Cazorla y 05.02 Quesada-Castril. Estos materiales están formados por calizas y dolomías que presentan elevada permeabilidad por fisuración y karstificación.

Por otra parte, también son permeables los materiales detriticos aluviales asociados a los ríos, entre los que destacan por su importancia los depósitos relacionados con el río Guadalimar, aunque con una capacidad de almacenamiento de agua limitada debido a su escaso espesor saturado. Su permeabilidad se debe a porosidad intergranular.

Las Masas de Agua Subterránea de Sierra de Cazorla y Quesada-Castril ocupan todo el extremo oriental de la provincia de Jaén con una gran extensión superficial. Comprenden un conjunto amplio de acuíferos formados, en la Sierra de Cazorla, por calizas y dolomías de edad jurásica fundamentalmente. En Quesada-Castril los carbonatos de edad cretácica son los que cobran mayor interés, si bien también son importantes los jurásicos, sobretodo en su borde oriental.

Dentro de la hoja se diferencian los acuíferos de Calderón-Alcaráz, Oruña y escamas del Tranco en la MAS Sierra de Cazorla, y los acuíferos de Calar del Mundo, Bucentaina, Navalperal y Jurásico de Hornos en la MAS de Quesada-Castril (IGME-DGOHCA, 2001). A este conjunto de acuíferos se asocian los puntos de agua más importantes que se localizan en la hoja, cuyo listado aparece en el Cuadro 2.

CODIGO IGME	TIPO m=manantial S=sondeo	TOPOGRAFIA	COTA	CAUDAL (l/s)	PROF (m)	ACUJIFERO
223400004 M	El Tobar (abast. Villarrodizo)	Rivera Moracho (abast. Torres de Albandeza)	1060	1.5	--	05.01 Calderon-Alcaraz
2234300021 M	Moracho (abast. Torres de Albandeza)	Carillas Moracho (abast. Torres de Albandeza)	862	3	--	05.01 Calderon-Alcaraz
2234300022 M		Fte. de la Muer (abast. Torres de Albandeza)	840	1	--	05.01 Calderon-Alcaraz
2234300029 M		Hoya Blanquilla (Nac. no Turniel)	980	0.5	--	05.01 Onuña
223400004 M		Clo del Prado Tovar	1178	30	--	05.01 Calderon-Alcaraz
223400020 M		Huerta del Cardador	888	10	--	05.01 Calderon-Alcaraz
223400031 M		Casa de Nomberio	899	5	--	05.01 Calderon-Alcaraz
223400032 M		Carrascosa o el Agnadero	866	5	--	05.01 Calderon-Alcaraz
223400034 M		Los Colladillos	1017	10	--	05.01 Calderon-Alcaraz
223400035 M		La Vaguinza	1118	5	--	05.01 Calderon-Alcaraz
223400037 M		Fte. de Santiago	1223	10	--	05.01 Calderon-Alcaraz
223400039 M		Arroyo de Estafadores	747	10	--	05.01 Calderon-Alcaraz
223400040 M		El Tobazo	770	20	--	05.01 Calderon-Alcaraz
223400045 M		Clo del Charneal	905	5	--	05.01 Calderon-Alcaraz
223400046 M		Los Estrechos	1028	5	--	05.01 Calderon-Alcaraz
223400047 M		Fte. del Saz	873	10	--	05.01 Calderon-Alcaraz
223400050 M		Fte. del Cuenyo	1450	10	--	05.01 Calderon-Alcaraz
223400051 M		Fte. de los Espinos	1310	5	--	05.01 Calderon-Alcaraz
223400054 M		Las Parderas	970	10	--	05.01 Calderon-Alcaraz
223400057 M		Fte. de Malibiasco	1030	10	--	05.01 Calderon-Alcaraz
223460004 M		Fte. de la Tala	820	3	--	05.01 Onuña
223460005 M		El Tobar	885	3	--	05.01 Onuña
223460008 M		Fte. de la Virgen (abast. a Puerto de Segura)	900	5	--	05.01 Escanmas del Tranco
223460019 M		Fte. de Telesforo	700	5	--	05.01 Escanmas del Tranco
223460020 M		Puente Honda	760	15	--	05.01 Jurisdico de Hornos
223470008 M		Fte. de la Zarza	800	5	--	05.01 Calderon-Alcaraz
223470025 M		Fte. de la Pineda	748	5	--	05.01 Calderon-Alcaraz
223470027 M		Fte. de Peñas Fletas	827	5	--	05.01 Calderon-Alcaraz
223470028 M		Destriadero	818	5	--	05.01 Calderon-Alcaraz
223470033 M		Ayo. Penalta (Abas. Benilae)	820	3	--	05.02 Jurisdico de Hornos
223470038 M		La Covachuela	980	--	102	05.02 Jurisdico de Hornos
223480008 M		Fte. del Acítillo	920	5	--	05.02 Bucentaina
223480012 M		Era del Concejo	1190	5	--	05.02 Navalperal
223480014 M		El Pardal	940	15	--	05.02 Calar del Mundo
223480030 M		La Almotera (abast. Siles)	1163	10	--	05.02 Navalperal
223480032 M		Cueva Cardeña	1134	10	--	05.02 Calar del Mundo
223480038 M		Arroyo Liano	1310	5	--	05.02 Calar del Mundo
223480053 M		Nacimiento de San Blas (abast. Siles)	870	5	--	05.02 Bucentaina
223480058 M		La Tova	982	30	--	05.02 Bucentaina
223480077 M		Ayo. del Redor	930	5	--	05.02 Calar del Mundo
223480093 S		Sondeo apoyo abast. a Siles	990	10	--	05.02 Jurisdico de Hornos
			1100	--	220	05.02 Jurisdico de Hornos

Cuadro 7.2. Principales puntos de agua de la hoja de Siles.

Masa de Agua Subterránea 05.01 Sierra de Cazorla

Se incluyen en esta MAS todos los relieves calizo-dolomíticos de las Sierras de Cazorla y las Cuatro Villas alineados en dirección NE-SO, con una superficie total de afloramientos permeables cercana a 400 km². En la hoja sólo aflora un sector de su parte septentrional.

Dentro de las Sierras de Cazorla y las Villas se diferencian, en función de su estructura, dos conjuntos de acuíferos, los denominados *acuíferos de Beas de Segura* y los *acuíferos de Cazorla s.e.* que coinciden con los afloramientos de las Unidades Geológicas del mismo nombre definidas por LÓPEZ-GARRIDO (1971).

El conjunto de *acuíferos de Beas de Segura* (RUBIO-CAMPOS, et al., 2001) está muy escasamente representado en la hoja, pues aparece sólo su límite septentrional en la esquina suroccidental y sin puntos de agua de importancia asociados. Su descripción puede encontrarse en la hoja vecina de Beas de Segura donde estos acuíferos se extienden ampliamente.

A los *acuíferos de Cazorla s.e.* pertenecen buena parte de los carbonatos aflorantes en la hoja y dentro de ellos se diferencia los acuíferos de Calderón-Alcaráz, Oruña y escamas del Tranco, estos últimos también poco representados.

El *acuífero de Calderón-Alcaraz*, se incluyen en un sistema intercuenca muy extenso, del que aquí sólo aflora su extremo SO. Está formado en su mayor parte por dolomías jurásicas, si bien, dentro de la hoja aparecen los pequeños afloramientos de dolomías cretácicas (Cerros del Cambrón y Calderón) en cuya base se sitúa un delgado nivel de arcillas, arenas y margas (facies Utrillas) de baja permeabilidad que los aisla parcialmente de los horizontes permeables jurásicos. Al norte de la hoja los carbonatos jurásicos presentan una estructura en escamas, pero, en su mayor parte tienen una geometría tabular apareciendo como plataformas colgadas sobre el sustrato triásico de baja permeabilidad. Esto es la causa de la existencia de un escaso espesor de carbonatos saturado de agua subterránea, y por tanto, de un bajo volumen de reservas hidrálicas almacenado. Este hecho también provoca que sus descargas aparezcan dispersas en gran número a lo largo de su borde en el contacto con las arcillas triásicas, y con caudales que raramente superan un caudal medio de 10 L/s. Las principales zonas de descarga dentro de la hoja se sitúan en la cabecera del río Turruchel (Nacimiento del río Turruchel), a cotas cercanas a 1200 m s.n.m., y río Onsares (Fte. de las Parideras), a cotas en torno a 1000 m s.n.m. En el borde sur se ubican otros puntos de descarga importantes como las fuentes de la Zarza, Pinada, Peñas Fleitas, Arroyo Estajadores y otras, a cotas en torno a 800 m s.n.m., y otro conjunto de manantiales en los arroyos de la Vaqueriza y Carrascosa, con cotas algo más elevadas, cercanas a 900 m s.n.m.

El *acuífero de Oruña* aparece en su integridad dentro de la hoja, se trata de un acuífero jurásico tabular, de características similares al descrito anteriormente pero de más modestas dimensiones. Sus descargas aparecen dispersas a lo largo de su borde en numerosos pequeños manantiales, entre los que pueden citarse como más importantes las fuentes del Tobar, la Tala, Mailblasco o la Mujer, situadas a cotas alrededor de 800 y 900 m s.n.m.

La facies hidroquímica en esta MAS suele ser bicarbonatada, variable de cálcica a magnésica aunque en segundo término suele haber también una incidencia de cloruros o más frecuentemente sulfatos, que es reflejo de la influencia del sustrato triásico. Esto se aprecia sobre todo en los acuíferos tabulares de Calderón-Alcaraz y Oruña.

Masa de Agua Subterránea 05.02 Quesada-Castril

La MAS de Quesada-Castril tiene una superficie de 1410 km² con cerca de 800 km² de afloramientos permeables. El acuífero principal corresponde a la formación dolomítica del Cenomanense-Turoníense y a las calizas del Senonense, con el sustrato impermeable principal formado por las arcillas, margas y arenas en facies Utrillas. Estos niveles de carbonatos forman una elevada altiplanicie que presenta cotas superiores a 1500 m s.n.m. (MORAL, 2005), suavemente plegada, que en su zona más septentrional ha sido parcialmente desmantelada, de manera que ha quedado reducida a fragmentos aislados que forman las cumbres montañosas y se denominan "calares" en la terminología local. Estos fragmentos suelen estar formados por los núcleos de los sinclinales con un característico "relieve invertido". Los acuíferos de Navalperal, Bucentaina, y Calar del Mundo, que se encuentran parcial o totalmente dentro de la hoja, presentan estas características.

En el borde noroccidental de la MAS se localiza un alargado afloramiento de carbonatos del jurásico inferior y medio que se extiende por la vertiente oriental del río Hornos y su prolongación meridional hasta el embalse del Tranco. Este afloramiento constituye el denominado acuífero Jurásico de Hornos.

El *acuífero Bucentaina* tiene una superficie de unos 6,5 km² (IGME-DGOHCA, 2001), está constituido por carbonatos del Cretácico superior con una estructura sinclinal afectada por fracturas que ponen parcialmente en contacto los carbonatos cretácicos y jurásicos. Esto probablemente es la causa de los bajos caudales de sus puntos de descarga principales (manantiales de arroyo Llano o la Covachuela) ya que parte del agua subterránea infiltrada podría ser transferida hacia los carbonatos jurásicos.

El *acuífero de Navalperal* sólo aparece parcialmente representado dentro de la hoja, aunque en ella se sitúan sus principales puntos de descarga, los manantiales del Pardal y del Acivillo a cota 1160 y 1190 m s.n.m. respectivamente. Su superficie permeable es de unos 5,5 km² y presenta una estructura de sinclinal colgado sobre el sustrato de baja permeabilidad (las arcillas y arenas de facies Utrillas) característica del relieve invertido.

El *acuífero del Calar del Mundo* es el de mayor importancia dentro de la hoja aunque representado sólo por una pequeña parte de su superficie, pues se extiende ampliamente hacia el noreste fuera de la hoja, con una extensión total de 132 km² (IGME-DGOHCA, 2001) o de 145 km³ según RODRÍGUEZ-ESTRELLA (1999). Su estructura es igualmente característica de relieve invertido, pero de mayores dimensiones. Representa una elevada altiplanicie constituida por carbonatos del Cretácico superior, situada por término medio a unos 1550 m s.n.m., en la que se desarrollan una gran variedad de formas exokársticas. Está estructurada en un sinclinal de dirección NE-SO de unos 23 km de longitud y 5-

6 de anchura. Desde el punto de vista hidrogeológico se diferencian dos sectores (RODRÍGUEZ-ESTRELLA, 1999; IGME-DGOHCA, 2001) denominados occidental y oriental. El área que ocupa la hoja se incluye en el sector occidental, con el que se relacionan algunos de los manantiales de mayor caudal presentes en la hoja, como el Nacimiento de San Blas o el manantial de la Era del Concejo, ambos utilizados para abastecimiento a Siles y situados a cotas en torno a 950 m s.n.m. El sector occidental presenta otra zona importante de descarga hacia el sur, directamente hacia el cauce del río Tus a cotas entre 900 y 940 m s.n.m pero situada fuera de la hoja.

El *acuífero Jurásico de Hornos* lo constituye un paquete de dolomias y calizas del Lias-Dogger de 300 m de espesor, que forma una estrecha franja de dirección NNE-SSO de entre 0,5 y 3 km de anchura en el extremo occidental de la Sierra de Segura, con una extensión de unos 30 km². Su límite occidental está marcado por el contacto con los materiales de baja permeabilidad del Triás y hacia el este se hunde bajo materiales más modernos con una extensión desconocida. En la hoja aflora sólo su sector más septentrional, con las descargas más importantes situadas en el entorno del núcleo de Benatae, aunque las principales se encuentran en la vecina hoja de Orcera, hacia los ríos Trujala, Orcera y Molinos, a cotas entre 770 y 850 m s.n.m. (MOLINA et al., 1995). Su disposición geométrica, con una gran extensión bajo los materiales cretácicos, ocasiona que puedan acumularse grandes volúmenes de reservas de aguas subterráneas, lo que ha permitido que el acuífero se convierta en clave para la garantía del abastecimiento a todos los núcleos de población del entorno, tales como Siles, Benatae, Orcera y Segura de la Sierra (GONZÁLEZ-RAMÓN, et al., 1996).

En cuanto a las características hidroquímicas, las aguas ligadas a los carbonatos cretácicos son por lo general de mineralización ligera, con conductividad normalmente inferior a 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y facies bicarbonatada cálcica o magnésica. En los carbonatos jurásicos, debido a la proximidad del Triás, el agua suele presentar conductividades por encima de 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ con valores más elevados en sulfatos o cloruros. La facies predominante es la bicarbonatada cálcico-magnésica, aunque pueden aparecer aguas de facies bicarbonatada-sulfatada.

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

1. Pico de la Sarga. Es el relieve más alto de la zona (1769 m) y, si bien la cota más alta del pico está dentro de la hoja de Bienservida (840) este cerro está situado en el límite de dicha hoja con las hojas de Alcaraz (841), Siles (865) y Yeste (866). En él afloran las calizas y dolomías del Dogger. Es un excepcional punto panorámico desde el que se puede observar la Hoja de Siles casi en su totalidad y gran parte de las hojas de Bienservida, Alcaraz y Yeste. Por su utilización tiene un alto interés turístico, científico y didáctico.

2. Cerro del Cambrón. Es el segundo relieve más importante de la Hoja de Siles, constituyendo un cerro testigo aislado del noreste de la Hoja, coronado por depósitos de calizas del Senoniense. Su techo plano no corresponde a una superficie estructural, sino que al igual del resto de calares corresponde a una superficie de arrasamiento del relieve. Por su contenido tiene un interés alto geomorfológico y por su utilización tiene alto interés turístico y científico.

3. Sección del Muschelkalk de Siles. Sección muy completa de las calizas y dolomías del Muschelkalk situada en la carretera de Siles a la Puerta del Segura muy cerca de Siles. Tiene un alto interés estratigráfico, científico y didáctico.

4. Yacimientos de ammonites del oxfordiense superior-Kimmeridgiense. Yacimientos de ammonites y poríferos en calizas nodulosas del Oxfordiense superior en el Cerro Vizable, situado a 1,5 km al noreste del pueblo de Benatae. Esta localidad tiene alto interés estratigráfico, paleontológico y museos y colecciones.

5. Deslizamientos de La Puerta de Segura. Se trata de un conjunto de deslizamientos que aparecen en la vertiente SO de la sierra de Oruña, en las inmediaciones de las localidades de Venta de Fernández y La Puerta de Segura. El mas septentrional, ubicado topográficamente por encima, y a media ladera entre ambas localidades, corresponde a un gran deslizamiento rocoso (El Gollizno), cuyo frente ha dado lugar a tres nuevos deslizamientos, de ellos el más meridional a su vez, muestra una nueva cicatriz de rotura, por el momento de pequeño salto pero con rasgos de bastante "frescura", que indicarían un riesgo potencial para esta última localidad. Se trata por tanto de un deslizamiento múltiple que tiene además la particularidad de presentar un plano de rotura "en cuña" en vez de semicircular, perfectamente reconocible por la forma tanto del bloque deslizado como por la cicatriz de coronación, en este caso evidentemente, el desplazamiento, no sería de tipo rotacional sino traslacional.

Este punto tiene un alto interés geomorfológico, tanto científico como didáctico.

9. BIBLIOGRAFIA

- ALAFONT, L.S. (1992). "Notosauros y Placodontos (Reptilia) del Triásico Medio de Bienservida-Villarrodrigo". *Instituto de Estudios Albacetenses*, serie I, núm. 60, 131 p.
- ALFARO, J.A.; CABRA, P. Y SORIA, J.M. (1991). "Neotectonics and associated seismicity in the southeastern border of the Meseta Ibérica and its connection with the Betic Ranges". *Publicación IGN*. Serie Monografía nº 8; 283-299.
- ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, J.E.; FELGUEROZO, C.; Y QUINTERO, I. (1962). "Estudio geológico de la región de Almadén". *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, 73, 193-327.
- ANDRIEUX, J.; NEBBAD, F. (1996). "El prisma orogénico prebético". *Geogaceta*, nº 20 (4), 810-812.
- ARES YAÑEZ, M.; GUTIÉRREZ ALONSO, G.; DÍEZ BALDA, M.A.; ÁLVAREZ, F. (1995). "La prolongación del Despeque de Salamanca (segunda fase de deformación varisca) en el Horst de Mirueña (Zona Centro Ibérica)". *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (3), 175-191.
- ARIAS, C. (1978). "Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico superior y Cretácico inferior del noreste de la Provincia de Albacete". *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías*, 3, 299 p.
- AZEMA, J.; FOUCault, A.; FOURCADE, E.; GARCÍA HERNÁNDEZ, M.; GONZÁLEZ DONOSO, J.M.; LINARES, A.; LÓPEZ GARRIDO, A.C.; RIVAS, P. Y VERA, J.A. (1979). "Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas". *Sec. Pub. Univ. Granada*, 83 p.
- BAENA PEREZ, J. Y JEREZ MIR, L. (1982). "Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s. str.)". *IGME*. MADRID, 256 p.
- BEHMEHL, H. (1970). "Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Juras von Ostspanien. V Stratigraphie und fazies im Präebetischen Jura von Albacete und Nord-Murcia". *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 173, 1, 1-102.
- BESEMS, R.E. (1982). "Aspect of Middle and Late Triassic Palynology. 4 Palynological information from the Triassic of the External Zone of Betic Cordilleras in the Prov. of Jaén, southern Spain". *Proc. Kon. Nederl. Akad. Wet.*, 85, 1-27.
- BLATT, H.; MIDDLETON, G.V.; MURRAY, R.C., (1972) "Origin of Sedimentary Rocks". 634 p. Prentice-Hall New Jersey.
- BRENCHLEY, P.J.; ROMANO, M.; Y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1986). "Proximal and distal Hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician Shelf in Iberia". *Canad. Soc. Petrol. Geol.*, 11, 241-255.
- BRENCHLEY P.J.; ROMANO, M.; YOUNG T.P.; STORCH P. (1991). "Hirnantian glaciomarine diamictites; evidence for the spread of glaciation and its effect on upper ordovician faunas, advances in ordovician geology". (C.R. Barnes y S.H. Williams, eds.). *Geological Survey of Canada*, 325-336.
- BUTENWEG, P. (1968). "Geologische Untersuchungen im Ostteil der Sierra Morena nordöstlich von La Carolina (Prov. Jaén, Spanien)". *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 6, 126 p.
- CALVO, J.P. (1978). "Estudio petrológico y sedimentológico del Terciario marino del Sector Central de la Provincia de Albacete". *Estudios Geol.*, 34, 407-429.
- CALVO, J.P.; ELÍZAGA, E.; LÓPEZ, N.; ROBLES, F. Y USERA, J. (1978). "El Mioceno superior continental del Prebético Externo: evolución del Estrecho Nordbético". *Boletín Geológico y Minero*, 84, 407-426, Madrid.
- CARRÉ, D.; HENRY, J.L.; POUPON, G., Y TAMAIN, G. (1971). "Les quartzites Botella et leur faune trilobitique. Le problème de la limite Llandeilien-Caradocien en Sierra Morena". *Bull. Soc. Geol. France* (7), 12, 774-785.
- CHAPUT, J.L. (1971). "Aspects morphologiques du Sud-Est de la Sierra Morena (Espagne)". *Revue de Geogr. Phys et de Geol. Dynamique*, 18, 55-66.
- CHARPENTIER, J.L. (1976). "Géologie et Metallogénie de la Sierra Carolina (Jaen-Espagne)". Thèse 3^{er} cycle. Centre d'Orsay. *L'Université de Paris-Sud*. 156 p.
- CHG (1995). "Plan Hidrológico del Guadalquivir". Oficina de Planificación Hidrológica. Ministerio de Medio Ambiente.
- CÓRDOBA, M.A. (1990). "Mineralogía y génesis de los materiales arcillosos del Triás Manchego (Provincia de Ciudad Real)". Tesis doctoral, Univ. Granada, 270 p.

- CUENCA PAYÁ, A. (1976). "Influencia de los elementos morfoestructurales en la génesis del endokarst del Calar del Mundo. (Provincia de Albacete, España)". *Cuadernos de Geografía*, 18. Univ. De Valencia. 1-16.
- DATIN CERECEDA, J. (1935). "Geomorfología de la Mancha". *Bol. R. Soc. Geogr.*, 76, 129-140.
- DÍAZ DEL OLMO, F., Y RODRÍGUEZ VIDAL, O. (1994). "Macizo Hespérico Meridional". En: *Geomorfología de Empresa*. M. Gutiérrez Elorza (Ed). *Edit. Rueda*, 70-80.
- DIEZ BALDA, M.A. Y VEGAS, R. (1992). "La estructura del Dominio de los pliegues verticales de la Zona Centro Ibérica". En: *Paleozoico Inf. Ibero-América*. J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds), 523-534.
- DIEZ BALDA, M.A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; AYARZA ARIBAS, P. (1995). "Syn-collisional extensional collapse parallel to the orogenic trend in a domain of steep tectonics: The Salamanca Detachment Zone. (Central Iberian Zone, Spain)". *Journal of Structural Geology*. Vol. 17, nº 2, 163-182.
- DOBLAS, M.; LÓPEZ RUIZ, J.; OYARZUN, R.; MANCHECHA, V.; SÁNCHEZ MOYA, Y.; HOYOS, M.; CEBRIA, J.M.; CAPOTE, R.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; LILLO, J.; LUNAR, R.; RAMOS, A.; SOPEÑA, A. (1994a). "Extensional tectonics in the Central Iberian Peninsula during the Variscan to Alpine transition". *Tectonophysics*, 238, 95-116.
- DOBLAS, M.; OYARZUN, R.; SOPEÑA, A.; LÓPEZ RUIZ, J.; CAPOTE, R.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; HOYOS, M.; LUNAR, R.; SÁNCHEZ MOYA, Y. (1994b). "Variscan-late Variscan-early Alpine progressive extensional collapse of central Spain". *Geodinamica Acta* (París), 7, 1, 1-14.
- EASTERBROOK, DON J. (1999). "Mass Wasting". En: *Surface Processes and Landforms*. Ed. Prentice Hall. New Jersey 07458. Second edition; 56-87.
- ENRESA (1997). "Estudio de las formaciones arcillosas Triásicas del borde de la Meseta". *Informe Interno*.
- ENUSA (1983). "Informe sobre la explotación de minerales radiactivos en el Sector Beas de Segura-Infantes (Proyecto Triás de Alcaraz)". *Informe Interno*.
- ESCUADER VIRUETE, J.; ARENAS, R.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1994). "Evidencias metamórficas y estructurales de extensión tardiorrogénica hercínica: el ejemplo del Domo Gneissico del Tormes (NO Salamanca)". *Geogaceta*, 16, 35-38.
- ESCUADER VIRUETE, J.; ARENAS, R.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1994). "Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain)". *Tectonophysics*, 238, 117-138.
- FERNÁNDEZ, J. (1984). "Capas rojas triásicas del borde Sureste de la Meseta, síntesis estratigráfica y sedimentológica". *Mediterránea*, 3, 89-105.
- FERNÁNDEZ, J. Y GIL, A. (1989). "Interpretación sedimentaria de los materiales triásicos de facies Buntsandstein en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, y en la Cobertera Tabular de la Meseta". *Rev. Soc. Geol. España*, 2, 113-124.
- FERNÁNDEZ, J. Y VERA, J.A. (1973). "Influencia de los paleorrelieves en la sedimentación triásica, en los alrededores de Alcaraz (Albacete)". *Cuad. Geol. Univ. de Granada*, V. 4, 111-128.
- FERNÁNDEZ, J; DABRIO, C.J. Y PÉREZ-LÓPEZ, A. (1994). "El Triásico de la región de Siles-Alcaraz. III Col. Estratigr. Paleogeogr. Triásico y Pérmico de España, Cuenca". *Guía de campo*, 47 p.
- FERNÁNDEZ, M. Y VALDÉS, A. (1933). "Mapa geológico de España, escala 1:50.000; Memoria explicativa de la Hoja nº 864 Montizón". *JGME*.
- FORTUNI, A.R., (1984) "Late Ordovician glaciomarine deposits (Orea Shale) in the Sierra de Albarracín. Spain". *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 48, 245-261.
- GABALDÓN, V. (1990). "Plataformas siliciclásticas externas. Facies y su distribución areal (Plataformas dominadas por tormentas). Parte II: Análisis de cuencas". *Bol. Geol. y Min.*, 101, 827-857.
- GABALDÓN, V. (1990). "Plataformas siliciclásticas externas. Facies y su distribución areal (plataformas dominadas por tormentas). Parte I: procesos sedimentarios y facies". *Bol. Geol. y Min.*, 101, 701-760.
- GABALDÓN, V.; GARROTE, A.; Y QUESADA, C. (1985). "Geología del Carbonífero Inferior del Norte de la Zona de Ossa Morena. Introducción a la Excursión de la V Reunión del Grupo de Ossa-Morena (GOM)". *V Reunión del GOM. Temas Geológico-mineros*, 7, 101-113.
- GARCÍA ABBAD, F.J. (1978). "Sobre el concepto de morfoestructura y su utilidad en geomorfología regional". *Estudios geológicos*, 34, 5-7.
- GARCÍA ABBAD, F.J. Y MARTÍN-SERRANO, A. (1980). "Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central Española)". *Estudios geológicos*, 36, 391-401.

- GARCIA HERNANDEZ, M.; LOPEZ GARRIDO, A.C. (1979). "El Jurásico de la Sierra de Cazorla y Sierra del Pozo". *Cuadernos de Geología - Universidad de Granada*, 10, 641-651
- GARCÍA, J.M. Y ÁLVARO, M. (1974). "Mapa Geológico de España 1:50.000 (2ª serie, MAGNA), Hojas 814 (Villanueva de la Fuente) y 815 (Robledo)". *IGME*.
- GARCÍA HERNÁNDEZ, M.; LÓPEZ GARRIDO, A.C.; RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C. Y VERA, J.A. (1980). "Mesozoic palaeogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera". *Geol. Mijnb.*, 59, 155-168.
- GARCIA PALACIOS, A.; GUTIERREZ MARCO, J.C.; HERRANZ, P. (1996). "Edad y correlacion de la 'cuarrita de criadero' y otras unidades cuarcíticas del límite ordovícico-silúrico en la zona centroiberica meridional (España y Portugal)". *Geogaceta*, 20, 1, 19-22.
- GARCIA PALACIOS, A.; RABANO, I. (1996). "Hallazgo de trilobites en pizarras negras graptolíticas del silúrico inferior (telychense, llanoveriano) de la zona centroiberica (España)". *Geogaceta*, 20, 1, 239-241
- GÓMEZ, J.J. (1979). "El Jurásico en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica". *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías*. 4. 683 p.
- GÓMEZ, J.J. Y GOY, A. (1979). "Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior, en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica". *Estudios Geológicos*, 35, 569-598.
- GONZÁLEZ-RAMÓN, A.; ORTUÑO-ALCARAZ I.; RUBIO-CAMPOS, J.C.; ROSALES-PEINADO, M.; GAY-TORRES, J.J.; MOLINA, A.; PEINADO, T. Y VILLANUEVA, M. (1996). "Resultados de la campaña de sondeos realizada en el jurásico del sector norte de las sierras de Cazorla y Segura y en diversas pedanías de Santiago-Pontones (provincia de Jaén). Propuesta de aprovechamiento de los recursos subterráneos para el abastecimiento conjunto a la Comarca de la Sierra de Segura". *IV Simposio sobre el Agua en Andalucía*, Vol. I, 425-432. Almería.
- GOY, J.L., GÓMEZ, J.J. Y YÉBENES (1976). "El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad Norte). I: Unidades litoestratigráficas". *Estudio Geológico*, 32, 391-423.
- GOY, J.L.; ZAZO, C. Y RODRIGUEZ-VIDAL, J. (1994). "Cordilleras Béticas-Islas Baleares". En: *Geomorfología de España*. Ed. Rueda, 123-147.
- GUÉZOU, J.C.; FRIZON DE LAMOTTE, D.; COULON, M. Y MOREL, J.L. (1991). "Structure and kinematics of the Prebetic nappe complex (Southern Spain): definition of a 'Betic Floor Thrust' and implications in the Betic-Rif orocline". *Ann. Tectonicae*, V.I, 32-48.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1994).- "Introducción a la Geomorfología Española". En: Gutiérrez Elorza, M. Ed. 1994, *Geomorfología de España*, Editorial Rueda, 1-24.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. (2001 a). "Las laderas en las zonas áridas". En: *Geomorfología Climática. Ediciones Omega*. Barcelona; Cuarta parte, apt. 14, 273-286.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. (2001 b). "Los piedemontes de las regiones áridas: glaciares y abanicos aluviales". En: *Geomorfología Climática. Ediciones Omega*. Barcelona; Cuarta parte, apt. 15; 273-286.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. Y PEÑA MONNÉ, J.L. (1994). "Cordillera Ibérica 3.7.; Área Meridional". En: *Geomorfología de España*. Mateo Gutierrez Elorza (Editor). Ed. Rueda. Madrid; 279-280.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. Y SESÉ MARTÍNEZ, V.H. (1999). "Cálculo de retrocesos de escarpes de la Cuenca de Almazán y significación climática de la evolución de laderas (Depresión Oriental del Duero)". *Bol. Geol. y Minero*, Vol CX-5; 581-590.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; SAN JOSÉ LANCHA, M.A.; Y PIEREN PIDAL, A.P. (1990). "Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy". En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R.D. Dallmeyer and E. Martinez García (Eds.); Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York: 160-171, 1 fig. Heidelberg.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (1984). "Investigaciones bioestratigráficas en las 'Capas con Tristani'" (llanvirn-llanveilo) de la parte meridional de la zona centro-iberica española". *Cuadernos do laboratorio xeoloxico de Laxe*, 7, 22 (1 p.).
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C., Y RÁBANO, I. (1987). "Trilobites y graptólitos de las lumaquelas terminales de los "Bancos Mixtos" (Ordovícico Superior de la zona Centroiberica meridional): Elementos nuevos o poco conocidos". *Bol. Geol. y Min.*, 98, 647-669.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; RÁBANO, I.; PRIETO, M.; Y MARTÍN, J. (1985). "Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la zona Centroibérica (España)". *Cuad. Geol. Ibérica*, 9, 287-319.
- GUTIERREZ, M.; SANCHO, C.; ARAUZO, T. Y PEÑA, J.L. (1988). "Scarp retreat rates in semiarid environments from Talus Flatirons. (Ebro Basin, NE Spain)". *Geomorphology*, 25, 11-21.
- GUTIERREZ-ELORZA, M. (1989). "El Relieve". En: *Territorio y Sociedad en España. Tomo 1. Geografía Física*. Ed. Taurus, Madrid, 9-35.

- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; MELÉNDEZ, B.; PARSLY, R.; PROKOP, R. Y MAREK, L. (1992). "Equinodermos (Cystoidea, Homalozoa, Asterozoa) de afinidades bohémicas en el Ordovícico de las zonas Centroibérica y Ossa Morena, España". *Publ. Museo Geol. Extremadura*, 1, 79-81.
- HAFENRICHTER, M. (1980). "The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena)". *M. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 160, 138-148.
- HAMMAN, W. Y HENRY, J.L. (1978). "Quelques espèces de Calymenella, Eohomalonotus et Kerfomella (Trilobita, Ptychopariida) de l'Ordovicien du Massif Armoricain et de la Péninsule Ibérique". *Senckenbergiana lethaea*, 59, 401-429.
- HENKE, W. (1926). "Beitrag zur Geologie der Sierra Morena nördlich von La Carolina (Jaén)". *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.*; 39, 205-213. (Traducido al español en *Publ. Extr. sobre Geol. de España*, 6, 27-39, 1953).
- HERNAIZ HUERTA, PP.; ESCUDER VIRUETE, L.R.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R.; VALVERDE VAQUERO, P.; DUNNING, G. (1996). "Evolución estructural de la zona de cizalla extensional de Berzosa-Riaza, sector de Somosierra, Sistema Central Español". *Geogaceta*, 20, 875-878.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1949). "La Mancha". *Publ. R.A. de Cienc. Ex. Fis. Y Nat.*, 1-23. Madrid.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1942). "El sistema Siluriano". *Mem. Inst. Geol. Min. España*. Explicación del nuevo mapa geológico de España, 2, (1), 1-592, (2), 593-848.
- HUDLESTON, P.J. (1973). "Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development". *Tectonophysics*, 16, 1-46.
- IGME-DGOHCA (2001). "Proyecto de Actualización de la Infraestructura Hidrogeológica de las unidades 05.01, 05.02, 07.07. Sierras de Cazorla, Segura y Quesada". IGME, Inédito.
- JEREZ MIR, L. (1973). "Geología de la Zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (Provs. de Albacete y Murcia)". Tesis doctoral. *Universidad de Granada*: 750 p. (Inédita).
- JIMÉNEZ-SANCHO, J. (1997). "Formación de depósitos Diatomíticos en Cuencas Neógenas del sureste de la Provincia de Albacete". *Instituto de Estudios Albacetenses. Serie I; Estudios* nº 101. Exma. Dip. De Albacete; 150 p.
- KETTEL, D. (1968). "Zur geologie der östlichen Sierra Morena im Grenzberich der Provinzen Jaén, Ciudad Real und Albacete (Spanien)". *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 8, 1-159.
- LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; ALONSO, A.; ORTEGA, L.A. Y MENÉNDEZ, M. (1999). "Granitoides postcolisionales emplazados en situaciones extensionales: el stock de Santa Elena (Zona Centroibérica, España)". *XV Reun. Geol. Oeste Peninsular, Extended Abstracts*, 147-157
- LARREA, F.J.; FERNÁNDEZ RUIZ, F.J.; CUETO, L.A.; QUESADA, C. (en prensa). "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.
- LAUTENSACH, M. (1967). "Geografía de España y Portugal". Ed. Vicens Vives. Barcelona.
- LENHAFT, R. (1977). "Recherches geomorphologiques sur les Cordillères Bétiques centro-occidentales (Espagne)". Tesis Doctoral edit. en 1981. París; 713 p.
- 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 p.
- LISTER, G.S.; DAVIS, G.A. (1989). "The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado river region, U.S.A.". *Journal of Structural Geology*, Vol. 11, nº 12, 65-94.
- LÓPEZ BERMUDEZ, F. (1974). "El Karst del Calar del Mundo (Albacete)". *Estudios Geográficos*, vol.XXXV, núm 136. Instituto Juan Sebastián Elcano, CSIC, Madrid, 359-404.
- LÓPEZ BERMUDEZ, F. Y LÓPEZ LIMIA, B. (1989). "Geomorfología del karst Próbético. Cordilleras Béticas". En: *El Karst en España*, Monografía 4, S.E.G., 187-200.
- LÓPEZ GARRIDO, A. C. (1971). "Geología de la Zona Prebética al NE de la Provincia de Jaén". Tesis doctoral. *Univ. Granada*, 317 p.
- LÓPEZ-GÓMEZ J. ARCHE A. CALVET F. GOY A. (1998). "Epicontinental marine carbonate sediments of the Middle and Upper Triassic in the Westemmost part of the Tethys Sea Iberian Peninsula". *Zbl. Geol. Paläontol.*, 1,1033-1084.
- MÁRQUEZ-ALIAGA, A.; HIRSCH, F., Y LÓPEZ GARRIDO, A.C. (1986). "Middle Triassic Bivalvs from de Hornos-Siles formation (Sephardic Province, Spain)". *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 173, 201-227.

- 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, S.; DE VICENTE, G.; RODRÍGUEZ, M.A Y CALVO, J. P. (1998). "Análisis dinámico del sistema de desgarres NO-SE del Prebético de Albacete". *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (3-4), 369-382.
- MARTÍN-SERRANO, A (1979). "El Relieve Zamorano. Planteamientos generales y problemática geomorfológica". *Tecniterrae*, 28, 11-19.
- 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 (1988). "El Relieve de la Región Occidental Zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico". *Tesis Doctoral. Instituto de Estudios Zamoranos. "Florian de Ocampo"*. CSIC. Diputación de Zamora.
- MARTÍN-SERRANO, A. Y GARCÍA ABBAD, F.J (1979 a). "El problema del cierre de la Meseta en su ángulo suroriental". *Bol. Geol. y Min.*, T. XC-III, IGME, 243-252.
- MARTÍN-SERRANO, A. Y GARCÍA ABBAD, F.J (1979 b). "Análisis morfoestructural de los Llanos de Albacete y sus marcos montañosos". *Estudios Geológicos*, 35, 49-57.
- MATAS, J.; LEYVA, F. Y CABRA, P. (2009). "Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA) nº 864 (Venta de Los Santos)". *IGME*.
- MITCHUM, R.M. Jr., VAIL P.R., SANGREE, J.B. (1977). "Seismic stratigraphy and global changes of sea level part 6. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences in seismic stratigraphy". *Applications to hydrocarbon Exploration*, Payton C.E. (ED) *A.A.P.G. Memoir* 26, 117-133
- MOLINA, A.; RUBIO-CAMPOS, J.C.; ROSALES, M.; GAY-TORRES, J.J.; BARBA, J.; GONZÁLEZ-RAMÓN, A. Y PEINADO, T. (1995). "Prospección de aguas subterráneas mediante sondeos en el Jurásico del Sector Norte de la Sierras de Cazorla y Segura. (Provincia de Jaén)". *VI Simposio de Hidrogeología. Hidrogeología y Recursos Hídricos*, Tomo XIX, 413-422. Sevilla.
- MORAL, F. (2005). "Contribución al conocimiento de los acuíferos carbonáticos de la Sierra de Segura (Alto Guadalquivir y Alto Segura)". *Tesis doctoral. Dep. Ciencias Ambientales. Univ. Pablo de Olavide. Sevilla*. 580 p
- MUTTI, E. (1979). "Turbidites et cones sous-marins profonds". En: *Sedimentation Detritique (Ed by P.Homewood)*, 1, 353-419
- MUTTI, E., NORMARK, W. R. (1991). "An Integrated approach to the study of Turbidite Systems". En: *Seismic Facies and Sedimentary processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. Springer Verlag New York Inc.
- ORDÓÑEZ, S.; GONZÁLEZ, J.A. Y GARCÍA DEL CURA M.A. (1986). "Sedimentación carbonática actual y paracual de las Lagunas de Ruidera". *Rev. de mat. y procesos geológicos*, nº 4, 229-225.
- ORTÍ F. (2004). "Últimas etapas de actividad del rifting: Sedimentos asociados". En: *Geología de España (J.A. Vera Ed.)* 492-495. Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España.
- PALERÓ, F. J. (1993). "Tectónica pre-hercínica de las series infraordovicicas del anticlinal de Alcudia y la discordancia intraprecámbrica en su parte oriental (Sector meridional de la Zona Centroibérica)". *Bol. Geol. Min.*, 104, 227-242.
- PARDO, M.V. Y GARCÍA ALCALDE, J.L. (1996). "El Devónico de la Zona Centroibérica". *Rev. Esp. Paleo.*, Nº Extraordinario, 72-81.
- PARÍS (1990). "The Ordovician chitinozoan of the Northern Gondwana Domain". *Rev. of Palaeon. and Palyn.*, 66, 181-209.
- PARÍS, F., ELAOUD-DEBBAJ, Z., JAGLIN, J.C., MASSA, D. Y OULEBSIR, L. (1995). "Chitinozoans and late Ordovician glacial events on Gondwana". En: *Ordovician Odyssey*. Cooper, J.D., Droser, M.L. y Finney, S.E. (Eds.). *Pacific Sect. Soc. Sed. Geol.*, 77, 171-176.
- PELÁEZ PRUNEDA, J.R.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; HERRANZ ARAÚJO, P.; PIEREN PIDAL, A.P.; VILAS MINONDO, L.; Y SAN JOSÉ LANCHA, M.A. (19-89). "Upper Proterozoic in Central Spain". *28 Intern. Geol. Congr.*, 2, 590-591.
- PELÁEZ PRUNEDA, J.R.; VILAS MINONDO, L.; HERRANZ ARAÚJO, P.; PEREJÓN, A.; Y GARCÍA-HIDALGO, J.F. (1986). "Nouvelles données sur la discordance intraprecambrienne dans la Vallée de l'Alcudia (Massif Ibérique Méridional, Espagne)". *Réun. Sci.Terre. Clermont-Ferrand*, 11, 145.
- PERAN, M., Y TAMAIN, G. (1967). "La formation "Campana" dans le Nord de la Province de Jaen (Espagne)". *C.R. Acad. Paris (Serie A)*, 265, 844-847.
- PÉREZ-ARLUCEA, M. (1992). "Características de los sedimentos de la segunda transgresión del Triásico medio (Ladiniense) en la zona central de la Cordillera Ibérica". *Rev. Soc. Geol. España*, 4, 143-164.

- PERÉZ-GONZALEZ, A. (1982). "Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo". *Tesis Doctoral. Ed. de la Univ. Complutense de Madrid.* 179/82, 787p.
- PEREZ LOPEZ, A.; FERNANDEZ, J.; SOLE, N.; MARQUEZ, A. (1991). "Biostratigrafia del Triásico de la zona subbetica (Cordillera Bética)". *Revista Española de Paleontología*, 139-150.
- PIEREN, A. (1986). "Mobilite du bassin au silurien inférieur dans le synclinal de Herrera del Duque (Badajoz, España)". *Reunion annuelle des sciences de la terre*, 11.
- PILES. (1989). "Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA) nº 733 (Castiblanco)". *IGME*.
- PINEDA VELASCO, A. (1987). "La Caliza Urbana (Ordovícico Superior) y sus tramos volcanoclasticos en el subsuelo del norte de El Centenillo (Jaén)". *Bol. Geol. Min.*, 98, 780-793.
- PORTERO GARCÍA, J.M. Y DABRIO GONZÁLEZ, C.J. (1988). "Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo Meridionales y Campo de Calatrava". *II Congr. Geol. España*, 1, 161-164.
- POSAMENTIER, H.W., JERVEY, M.T., VAIL P.R., (1988). "Eustatic controls on clastic deposition-conceptual framework". In: *Sea-level changes: An integrated approach*, Wilgus et al (Eds). *SEPM. Spec. Publ.*.. 42, 110-124.
- POUPON, G. (1971). "Contribution a l'étude de la région d'Aldeaquemada (Jaén, Espagne)". *Tesis Univ. París-Sud (Orsay)*. 60 p.
- PUSCHMANN, H. (1967). "Zum Problem der Schichtlücken in Devon der Sierra Morena (Spanien)". *Geol. Rundschau*, 56, 528-542.
- QUESADA, C. (1992). "Evolución tectónica del Macizo Ibérico". En: *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, J.C. GUTIERREZ-MARCO et al (eds). Unión de Extremadura, 173-190.
- QUESADA, C.; CUETO, L.A.; FERNÁNDEZ, F.J.; LARREA, F.J. "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). Hoja nº 882: Cardeña". *Instituto Geológico y Minero de España, Madrid*.
- RABANO, I. (1990). "Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona centroibérica española". *Publicaciones Especiales del Boletín Geológico y Minero*, 1-233.
- 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 p.
- REDLIN, K. (1955). "Stratigraphie und Tektonik in der mittleren Sierra Morena im Bereich des Valle de Alcudia (Spanien)". Inédito. *Diss. math. naturwiss. Fak. Uni. Münster*, 192 p.
- RICHTER, P. (1967). "Stratigraphie und Tektonik in der Sierra de San Andrés (östliche Sierra Morena, Spanien)". Münster. *Forsch. Geol. Paläont.*, 3, 1-144.
- RINCÓN, P.J. Y VEGAS, R. (1996). "Neotectónica en el antepaís castellano de las cordilleras Béticas orientales". IV Congr. Geol. España. *Geogaceta*, 20(4), 929-931.
- RÍOS, L., Y RÍOS, S. (1974). "Nota sobre la estructura tectónica del Paleozoico al sur de Despeñaperros, provincia de Jaén". *Bol. Geol. Min.*, 85, 525-527.
- RÍOS, S. (1977). "Aspectos geológicos del metalotecto plumbífero de La Carolina-Santa Elena, en Sierra Morena Oriental (Jaén, España)". *Bol. Geol. Min.*, 88, 99-108.
- RÍOS, S. (1978). "Evolución tectónica y guías de prospección en el distrito filoniano plumbífero de La Carolina-Santa Elena (Sierra Morena oriental, Jaén, España)". *Bol. Geol. Min.*, 89, 550-561.
- RÍOS, S. Y CLAVERÍAS, P. (1979). "Nota acerca de la existencia de indicios estratoligados de Zn-Pb en el Ordovícico 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". In: *Earth's pre-Pleistocene glacial record. Hamberg M.J. D Harland Wb.* (Eds).. Cambridge Univ. Press. 585-589.
- ROBARDET M.; DORE F. (1988). "The late ordovician diamictitic formations from southwestern europe: north-gondwana glaciomarine deposits". *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 66, 19-31.
- RODRÍGUEZ ESTRELLA, T.; GARCIA VELEZ, A. (1980). "Mapa Geológico de España a Escala 1:50.000. (2ª serie, MAGNA), Hoja nº 841 (Alcaraz)". *IGME*.

- RODRÍGUEZ VIDAL, J., Y DÍAZ DEL OLMO, F. (1994). "Macizo Hespérico Meridional". En: *Geomorfología de España*. Gutiérrez Elorza (Ed.). Editorial Rueda, Madrid, 101-122.
- RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T. (1999). "Nuevas aportaciones sobre el funcionamiento hidrogeológico del acuífero kárstico multicapa del Calar del Mundo (provincias de Albacete y Jaén)". En: *Contribución del estudio científico de las cavidades kársticas al conocimiento geológico*. B. Andreo, F. Carrasco, y J.J. Durán (Eds.), 507-522. Patronato de la Cueva de Nerja, 1999, Nerja (Málaga).
- ROMMERSKIRCHEN, E. (1978). "Morphogenese der Mancha und ihrer Randgebiete". *Düss. Geograph. Sch.*, H 10, 3-84.
- RUBIO-CAMPOS, J.C.; GONZÁLEZ-RAMÓN, A.; POZO, M.; LUPIANI, E. LUQUE, J.A.; Y GOLLONET, J. (2001). "Nuevos datos sobre la hidrogeología de la Subunidad de Beas de Segura. Unidad 05.01 Sierra de Cazorla". *V Simposio sobre el Agua en Andalucía*, Vol. II, 187-195. Almería.
- SAN JOSÉ LANCHA, M.A.; PIEREN PIDAL, A.P.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; VILAS MINONDO, L.; HERRANZ ARAÚJO, P.; PELÁEZ PRUNEDA, J.R.; Y PEREJÓN, A. (1990). "Ante-Ordovician Stratigraphy". En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia. R.D. Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.)*; Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 147-159.
- SAN JOSÉ LANCHA, M.A.; RABANO, I.; HERRANZ ARAÚJO, P.; Y GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (1992). "El Paleozoico Inferior del SO de la Meseta (Zona Centroibérica meridional)". En: *Paleozoico Inf. Ibero-América*. J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds.), 505-521.
- SANCHÓN, C.; GUTIERREZ, M.; PEÑA, J.L. Y BURILO, F. (1988). "A quantitative approach to scarp retreat starting from Triangular Slope Facets, Central Ebro Basin, Spain. Catena". En: *Geomorphic Processes, Environments with strong seasonal contrast*. Harvey and Sala Eds., Catena Verlag, Germany, Supplement 13, 139-146.
- SOLE DE PORTA, N. Y ORTÍ, F. (1982). "Primeros datos cronoestratigráficos de las series evaporíticas del Triásico superior de Valencia". *Acta Geol. Hispánica*, 17 (3), 185-191.
- SOLE SABARÍS, L. (1952). "Geografía de España y Portugal. Geografía Física". Tomo I. Ed. Montaner y Simón, Barcelona, 497 p.
- SOLE SABARÍS, L. (1958). "Observaciones sobre la edad de la penillanura fundamental de la Meseta Española en el sector de Zamora". *Brev. Geol. Asturiana*, Año II, 1y2, 3-8.
- SOLE SABARÍS, L. (1983). "Morfología General de la Península Ibérica". Libro Jubilar J. Mª Ríos. *Geología de España*, IGME, Tomo 2, 589-612.
- SOLE SABARÍS, L. (1983). "Morfología general de la Península Ibérica. Tema V.1.2.1.: Deformación de la Penillanura Pretriásica; la Penillanura Poligénica". En: *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España*. Tomo II, IGME, 593-594.
- SOLÉ, SABARÍS L. (1978). "Geografía general de España". Ed. Ariel, 549 p.
- SUMMERFIELD, MICHAEL A. (1991). "Slope processes and forms". En: *Global Gomorphology*. Longman Scientific and Technical Ed. Essex. England, cap 7, 163-173.
- TAMAIN, G. (1968). "Le district minier de Linares-La Carolina et son cadre métallogénique en Sierra Morena orientale (Espagne)". *Bull. Soc. Géol. France*, 10, 97-102.
- TAMAIN, G. (1972). "Annexe I: Corrélations et âge de l'Alcudien. (Annexe à Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale [Espagne])". *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.*, 91, Orsay, A I, 35.
- TAMAIN, G. (1972). "Annexe II: La classification des formations Est-Marianiques. Questions de Terminologie. (Annexe à Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale [Espagne])". *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.*, 91, Orsay, A II, III,II19.
- TAMAIN, G. (1972). "Annexe III: La Glaciation Siluro-Ordovicienne en Europe. (Annexe à Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale [Espagne])". *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.*, 91, Orsay, III, 0-44.
- TAMAIN, G. (1972). "Annexe IV: Étude statistique de la fracturation radiale. (Annexe à Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale [Espagne])". *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.*, 91, Orsay, IV, 1-18.
- TAMAIN, G. (1972). "Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne)". Thèse présentée à l'université de Paris-sud (Centre d'Orsay). *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.*, 91, Orsay, T, I, II, 648.
- TAMAIN, G., OVTRACHT, A., CARRED, D., HELOIR, J.P., PERA, M. Y POUPEON, G. (1970). "L'Ordovicien de la Sierra Morena orientale (Espagne)". *94 Congr. Natu. Soc. Savantes*, 2, 275-292.
- TAMAIN, G., POUPEON, G., BROUSSE, R., Y OVTRACHT, A. (1972). "Les niveaux volcaniques "marqueurs" de l'Ordovicien inférieur de la Sierra Morena Orientale (Espagne)". *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 77, 495-501.

- TORRES, T. (1989). "Primeros resultados de unas dataciones palinológicas en el Keuper de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, Prebético y Subbético frontal". En: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante*. F. Ortí y J.M. Salvany (Eds.). ENRESA-Univ. Barcelona, 219-223.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M., THOMPSON III, S. (1977). "Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 3. Relative changes of sea level from coastal onlap". En C.E. Payton (Ed). Seismic stratigraphy Applications to hydrocarbon exploration. *Am. Ass. Petr. Geol., Mem.*, 26, 83-97.
- VALVERDE VAQUERO, P.; DUNNING, G.; HERNAIZ HUERTA, P.P.; ESCUDER VIRUETE, J.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, R. (1996). "La extensión Sin-Collisional en la Zona Centro Ibérica: Restricciones temporales impuestas por edades U-Pb en monacitas del sector de Somosierra, Sistema Central Español". *Geogaceta*, 20 (4), 883-886.
- VARNES, D.J. (1978). "Slope movements and types and processes". En: *Landslides: Analysis and control. Transportation Board Special Report 176*. R.L. Schuster and R.J. Krizek (Eds.). National Academy of Sciences. Washington D.C., 11-33.
- VEGAS, R. Y RINCÓN, P.J. (1996). "Campos de esfuerzo, deformación alpina y vulcanismo Neógeno-Cuaternario asociado en el antepaís bético de la provincia de Ciudad Real (España central)". *Geogaceta*, 19, 31-34.
- 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.
- VERA, J.A.(Coord) (2004). "Zonas Externas Béticas". En: *Geología de España*, SGE, IGME, 254-372.
- VILAS, L.; MASSE, J.-P. Y ARIAS, C. (1993). "Aptian mixed terrigenous and carbonate platforms from Iberic and Prebetic regions, Spain)". En: *Cretaceous carbonate platforms* (A. Simo, R. W. Scott y J. P. Masse, Eds.). *Amer. Assoc. Petr. Geol. Mem.*, 56, 243-251.
- VILAS, L. (2001). "Dominios sedimentarios generados durante el período extensional Cretácico inferior entre Cazorla y Hellín (Béticas Externas). Su implicación en la estructura actual". *Rev. Soc. Geol. de España*, 14, 1-2, 113-122.
- VILLAS, E. (1995). "Caradoc through Early Ashgill brachiopods from the Central-Iberian Zone (Central Spain)". *Géobios*; 28, 49-84.
- VIRIGILI C. (2008). "The Permian-Triassic transition: historical revision of the most important crises with special emphasis on the Iberian Peninsula and Western-Central Europe". *Journal of Iberian Geology*, 34, (1), 123-158
- VISSCHER, H.; M. VAN HOUTE; BRUGMAN, W.A. (1994). "Rejection of a Carnian (Late Triassic) "pluvial event" in Europe". *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 83, 217-226.
- WALKER, R.G. (1982). "Hummocky and swaley cross-stratification". *XI. International Congress on Sedimentology*. Hamilton. Ontario. Canada. Guide Book Excursion 21 A.
- WALKER, R.G. (1984). "Shelf and shallows marine land". In: *Facies models*. Walker, R.G. (Ed). Second edition, Geoscience Canada, Reprint Series 1, 141-170.



MINISTERIO
DE ECONOMÍA
Y COMPETITIVIDAD



Instituto Geológico
y Minero de España

ISBN 978-84-7840-941-9



9 788478 409419