



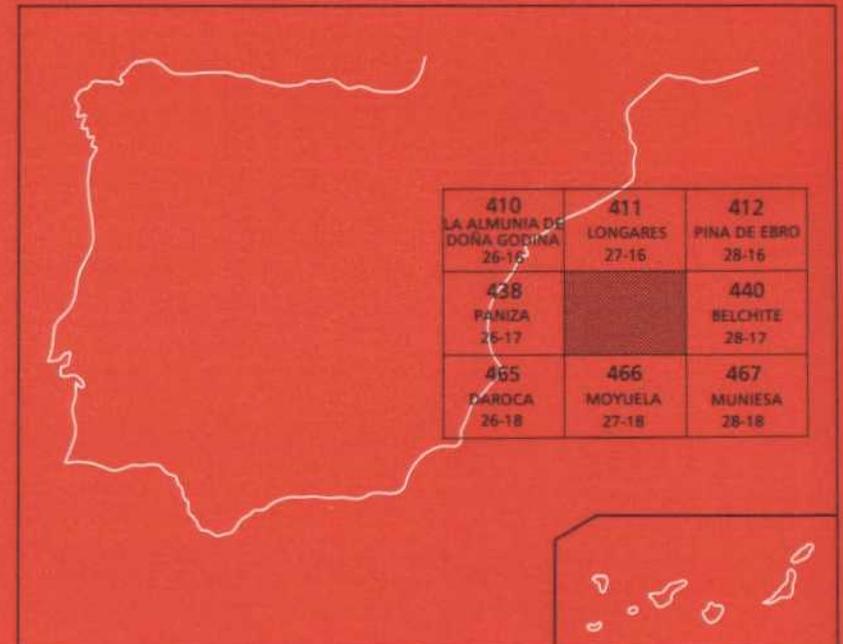
Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

439

27-17

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

AZUARA

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

AZUARA

Primera edición

MADRID, 1989

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por INTECSA (Internacional de Ingeniería y Estudios Técnicos, S. A.), como parte de la Unión Temporal de Empresas, INTECSA-CGS, y dentro del programa Magna, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Dirección y supervisión

- Gabaldón López, V. (IGME).

Autores

- Lendínez González, A. (INTECSA). Jefe de Proyecto. Cartografía, sedimentología y Memoria.
- Ruiz Fernández de la Lopa, V. (INTECSA). Cartografía geológica y Memoria.
- Carls, P. (Universidad de Braunschweig). Cartografía geológica, Memoria y Macropaleontología del Paleozoico.

Colaboradores

- Alvaro López, M. (CGS). Tectónica.
- Gutiérrez Elorza, M., y Soriano Jiménez, M. A. (Universidad de Zaragoza). Geomorfología.
- Hernández Samaniego, A. (CGS). Sedimentología del Paleozoico.
- Gómez Fernández, J. J. (Exxon Minera). Sedimentología carbonatos del Jurásico.
- Meléndez Hevia, A., y Marcos Aurell (Universidad de Zaragoza). Sedimentología carbonatos del Triásico y Cretácico.
- Pérez, A.; Pardo, G., y Villena, J. (Universidad de Zaragoza). Sedimentología del Terciario.
- Aguilar Tomas, M. (CGS). Petrología en lámina delgada.
- Leal Martín, M. C. (CGS). Micropaleontología.
- Comas, M. J., y Goy, A. (Universidad de Madrid). Macropaleontología.
- Lago San José, M., y Conte Solano, J. C. (Universidad de Zaragoza). Petrología y Geoquímica.

Se pone en conocimiento del lector que en el Centro de Documentación del IGME existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, macropaleontológicos y sedimentológicos.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum fotográfico y demás información varia.

INDICE

	<i>Pág.</i>
INTRODUCCION	7
1. ESTRATIGRAFIA	8
1.1. Cámbrico	8
1.1.1. Formación Valconchán. Cuarcitas, areniscas y niveles pizarrosos (2). Cámbrico superior-Tremadoc	12
1.2. Ordovícico	13
1.2.1. Formación Borrachón. Pizarras y limolíticas con areniscas (3). Tremadoc inferior	13
1.2.2. Formación Deré. Areniscas y cuarcitas con niveles pizarrosos (4). Tremadoc	14
1.2.3. Formación Santed. Pizarras arenosas con niveles de areniscas, cuarcitas y conglomerados (5). Tremadoc-Arenig	15
1.2.4. Formación Cuarcita Armoricana. Cuarcitas y pizarras (6). Arenig	16
1.2.5. Formación Castillejo, Formación Fombuena y Formación Caliza de Cistideos. Pizarras, areniscas, margas, calizas y dolomías (7). Llanvirniense superior-Ashgiliense medio	17
1.3. Silúrico-Devónico	20

	<i>Pág.</i>
1.3.1. Formación Orea y Formación Cuarcita Blanca. Pizarras y cuarcitas (8). Llandovery inferior	20
1.3.2. Formación Bádenas. Pizarras, limolitas y cuarcitas (9). Llandovery superior-Ludlow superior .	21
1.4. Devónico	22
1.4.1. Formación Luesma. Cuarcitas y pizarras (10). Pridoliense-Gediniense inferior	22
1.5. Triásico	25
1.5.1. Dolomías tableadas, margas y dolomías en bancos (11,12,13). Facies Muschelkalk	25
1.5.1.1. Dolomías tableadas (M ₁) (11)	26
1.5.1.2. Margas y yesos con intercalados dolomíticos (M ₂) (12)	27
1.5.1.3. Dolomías en bancos gruesos (M ₃) (13).	27
1.5.2. Margas abigarradas. Facies Keuper (14)	28
1.6. Triásico superior-jurásico inferior	28
1.6.1. Formación Carniolas de Cortes de Tajuña. Dolomías tableadas y carniolas (15). Rethiense-Hettangiense	28
1.7. Jurásico	28
1.7.1. Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (16). Sinemuriense-Pliensbachiense	29
1.7.2. Formación Margas del Cerro del Pez y Formación Calizas Bilclásticas de Barahona (17). Pliensbacuiense	31
1.7.3. Formación alternancia de margas y calizas de Turmiel (18). Toarciense-Aaleniense	32
1.7.4. Formación Carbonatada de Chelva. Calizas (19). Toarciense superior-Oxfordiense	32
1.7.5. Formación Margas de Sot de Chera (20). Oxfordiense medio-Kimmeridgiense inferior	36
1.7.6. Formación calcárea de Loriguilla (21). Kimmeridgiense	36
1.7.7. Formación Calizas con oncolitos de Higuieruelas (22). Kimmeridgiense-Portlandiense	37
1.8. Cretácico	39
1.8.1. Arenas, areniscas y arcillas, calizas tableadas y alternancia de calizas y margas (23). Cretácico inferior (Facies Weald)	40

	<i>Pág.</i>
1.9. Terciario	43
1.9.1. Paleógeno	44
1.9.1.1. Conglomerados, arcillas rojas y calizas con «Vidaliella» (24). Paleógeno ...	44
1.9.1.2. Arcillas, conglomerados y calizas (25). Paleógeno	45
1.9.1.3. Conglomerados y calizas blancas (26). Paleógeno	47
1.9.1.4. Calizas blancas (27). Paleógeno	48
1.9.2. Neógeno	48
1.9.2.1. Mioceno	48
1.9.2.2. Tránsito Mioceno-Plioceno	51
1.10. Transito terciario-cuaternario	53
1.10.1. Arcillas pardas con cantos y bloques de cuarcita (32). Plio-cuaternario	53
1.10.2. Derrubios de ladera (33). Plio-cuaternario	53
1.11. Cuaternario	54
1.11.1. Terrazas. Arcillas con cantos (34)	54
1.11.2. Conos de deyección (35)	54
1.11.3. Aluvial. Gravas y bloques (36)	55
1.11.4. Cuaternario indiferenciado (37)	55
2. TECTONICA	55
2.1. Tectónica regional	55
2.2. Descripción de la estructura	57
2.2.1. El dominio de terrenos paleozoicos de la Unidad de Herrera	57
2.2.2. El dominio del arco plegado de Belchite-Aguilón.	59
2.2.3. Los depósitos postorogénicos	61
2.3. Cronología de las deformaciones	61
2.3.1. El ciclo hercínico	61
2.3.2. El ciclo alpino	62
3. GEOMORFOLOGIA	64
4. PETROLOGIA	70
4.1. Rocas subvolcánicas (1)	70
5. HISTORIA GEOLOGICA	70

6. GEOLOGIA ECONOMICA	73
6.1. Minería y canteras	73
6.2. Hidrogeología	74
7. BIBLIOGRAFIA	77

INTRODUCCION

La Memoria de la hoja geológica a escala 1:50.000 de Azuara abarca los apartados Estratigrafía, Tectónica, Geomorfología, Historia geológica y Geología económica, que complementan y explican el mapa geológico que se acompaña.

La hoja de Azuara está situada al Sur de la provincia de Zaragoza y al Norte de las estribaciones de la Cordillera Ibérica (Rama Aragonesa).

Morfológicamente se pueden distinguir dos grandes unidades. Los relieves montañosos del ángulo Suroeste y las zonas peneplanizadas del resto. Los relieves montañosos corresponden a los afloramientos paleozoicos principalmente, y en menor medida, al Jurásico, destacando la Sierra de Herrera (1.348 m.). Las zonas llanas corresponden al relleno terciario, que se adosa y recubre parcialmente a los afloramientos mesozoicos.

La red hidrográfica, perteneciente a la cuenca del Ebro, está constituida por el Río Cámaras que describe un amplio arco desde el Sur al Este encajándose en el Terciario, y el Río Huerva, que atraviesa la hoja por la parte noroccidental y cuyas aguas se embalsan en el Pantano de las Torcas.

Las poblaciones más importantes son Azuara y Herrera de los Navarros, siendo la densidad de población de la zona baja. La actividad principal es la agricultura y el cultivo más extendido la vid.

Geológicamente existen afloramientos paleozoicos en la zona SO (Sierra de Herrera), a los que se adosan por el Norte una estrecha franja de materiales triásicos y jurásicos. El Mesozoico mejor representado se extiende, en estructura anticlinal, en una banda de 4-5 km., por el borde Norte, entre el Embalse de las Torcas y el límite con la hoja de Belchite.

El resto de la superficie está constituido por sedimentos terciarios y cuaternarios.

Como apoyo cartográfico y geológico en la ejecución de la hoja se ha contado, además, con el Mapa Geológico a escala 1:200.000 núm. 40, Daroca.

Los trabajos realizados comprenden además de la cartografía propiamente dicha, el levantamiento de las series de campo con sus correspondientes análisis sedimentológicos, estudios micropaleontológicos en lámina delgada y levigados y dataciones en Macropaleontología que permitieron definir las diferentes unidades y formaciones que se describen en el apartado de Estratigrafía.

Se realizó como estudio independiente la Geomorfología a escala 1:50.000, definiéndose detalladamente la morfología, la naturaleza y origen de los depósitos superficiales. Se adjunta en el capítulo correspondiente a la presente Memoria un mapa reducido a escala aproximada 1:100.000.

1. ESTRATIGRAFIA

Se describen en este capítulo todas las unidades cartográficas de origen sedimentario (núms. 2 a 37 del mapa), dejando para el capítulo 4, Petrología, las de origen ígneo (1).

1.1. CAMBRICO

El Paleozoico aflora únicamente en el SO de la hoja, ha sido estudiado por ACKER (1980), CARLS (1962), GAUBATZ (1981), KELLER (1981) y KISTNER (1981), y en la hoja de Paniza por KOLB (1978) y ALLOFS (1984). Por otra parte, CARLS (1982) describe el Tremadoc, WOLF (1980) define estratotipos del Tremadoc y establece dataciones del Ordovícico, GUTIÉRREZ MARCO (1980) estudia los graptolitos del Ordovícico y VILLAS (1983, 1984) los braquiópodos del Ordovícico medio y superior.

En las figuras 1 y 2 se ha representado una columna sintética de las distintas formaciones del Paleozoico con los aspectos más relevantes durante este período. En la figura 3 se ha representado un cuadro de equivalencias de los términos utilizados por los distintos autores para las unidades litológicas del Ordovícico medio-superior y Silúrico.

Los materiales del Cámbrico sólo están representados en la hoja por la Formación Valconchán; no obstante, la mayor potencia del Paleozoico pertenece a la «Serie Ibérica»: un grupo de formaciones que abarca desde el Cámbrico medio al Arenig. En la Formación Valconchán, la más an-

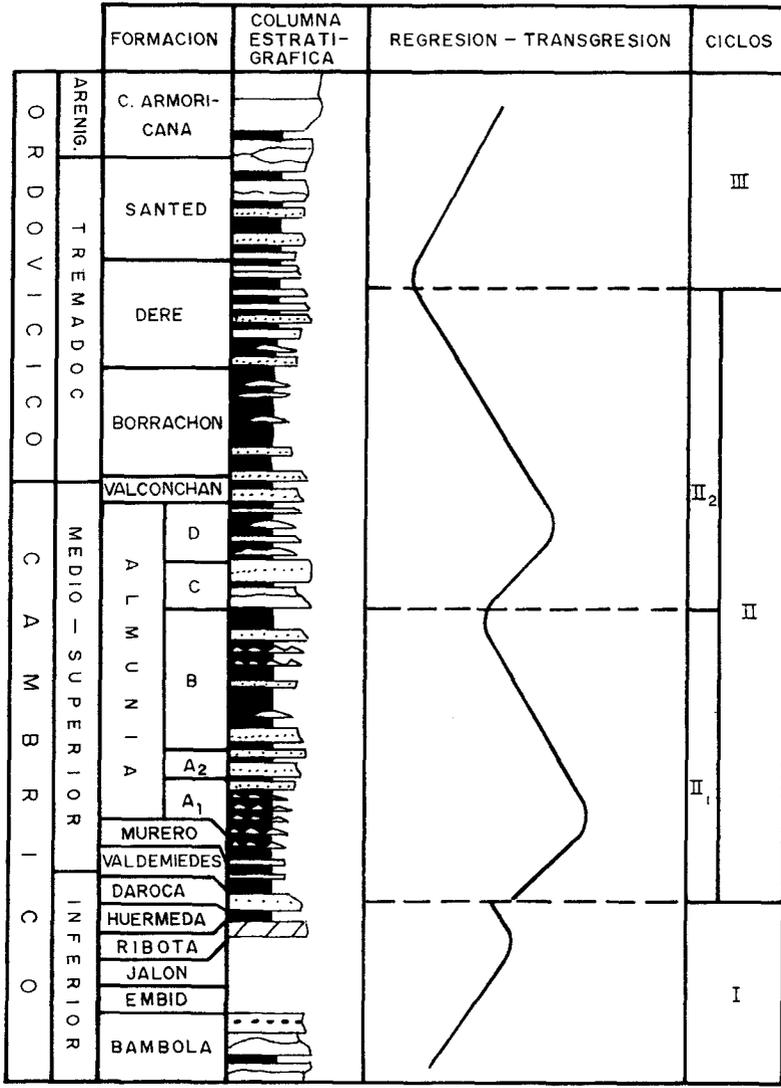


Fig. 1. Columna estratigrafica sintetica del Cambrico y Ordovico (hasta el Arenig.)

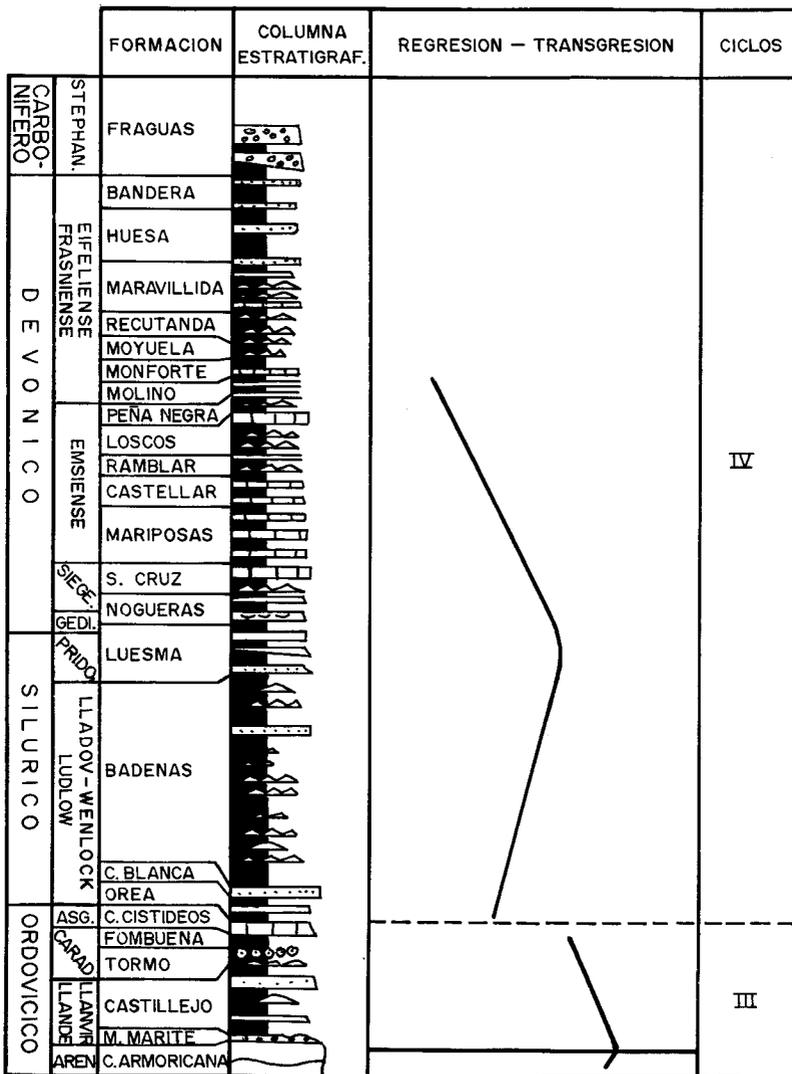


Fig. 2.- Columna estratigrafica desde el Ordovícico (Arenig.) hasta el Carbonífero.

AUTORES			VILLENA (1971) (S. Herrera)	SACHER - TRURNIT (66-67) (S. Tremendal)	RIBA (1959)	ESCUELA DE WÜRZBURG CARLS, P.-(1972) (Rama aragonesa)
EDAD						
SILURICO	SUP.	WENLOCKIENSE	Pizarras de Checa		Pizarras de Graptolites	Fm. Bâdenas (miembro inf.)
	INF.	LLANDOVERIENSE	Cuarcitas de los Puertos	Valent - Quarzit	Cuarcitas del Valentiense	Cuarcita de Orea
ORDOVICICO	SUPERIOR	ASHGILLIENSE	Calizas del Cabezo Capas de Bronchales	Calizas de Cistoideos del Caradoc		Alternancia Sup. Pizarras de Orea
		CARADOCIENSE	Cuarcitas de Colmenarejos	Cuarcitas del Tremendal	Cuarcitas de la Serretilla	Cuarcitas del Caradoc.
	MEDIO	LLANDEILOIENSE	Grauwackas de la Venta	Pizarras del Llandeilo	Capas de Calimene	Alternancia Inf.
		LLANVIRNIENSE				

FIG. 3 .-Cuadro de equivalencias de las unidades litológicas del Ordovícico medio - superior y Silúrico

tigua de la hoja, el techo se data como Tremadoc, por lo que el límite Cámbrico-Ordovícico se halla dentro de la Formación Valconchán o debajo de ella (WOLF, 1980).

1.1.1. Formación Valconchán. Cuarcitas, areniscas y niveles pizarrosos (2). Cámbrico superior-Tremadoc

Aflora esta formación en una alineación de cerros desde la Casa de la Huerta Galán hasta la Peña de los Teclinos, presentando únicamente los términos superiores, ya que al Oeste está cortada por una falla longitudinal.

En la hoja de Paniza, situada al Oeste, se pueden medir 900 m. de esta formación, aunque acuñaientos en los niveles de cuarcita modifican esta potencia en otras áreas.

Entre dos paquetes potentes de cuarcitas se encuentran pizarras, que en el Barranco del Tremadoc tienen unos 10 m., están semicubiertas y son limolíticas, duras, gris-verdosas. Hacia el techo se encuentran lenticiones de conglomerados con cuarzos de hasta 6 cm., cuarcitas y algún canto de pizarra, generalmente muy maduro y con morfometrías triaxiales.

Tanto los conglomerados como las pizañas, en las proximidades de la Huerta de Galán, se encuentran directamente debajo del Triásico y se ven afectados por un proceso de rubefacción.

Las estructuras sedimentarias son muy variables, predominando en los tramos inferiores las de mayor energía, como estratificación cruzada planar, con menor frecuencia de surco y *hummocky* (esta última sólo está presente en los primeros bancos del tramo), laminación paralela, superficies erosivas y de reactivación, etc., siendo la bioturbación de moderada a abundante. En los tramos superiores son más frecuentes, sin embargo, las laminaciones cruzada y paralela y estratificaciones lenticular y ondulada. Los bancos arenosos-conglomeráticos del techo de la serie suelen ser masivos y bioturbados con algunas costras ferruginosas. Estos materiales se encuentran asociados formando secuencias granocrecientes, sedimentados en un ambiente de transición entre plataforma somera y un sistema deltaico s.l.

En general, la icnofauna es escasa, aunque al Oeste se dan *Cruziana* y *Skolithos* con cierta frecuencia. El hallazgo del pelmatozoo *Oryctoconus* y el trilobites *Pajonia* (*Wittekintia*) sp. en las pizarras permiten datar la Formación Valconchán como Cámbrico superior-Tremadoc con criterios bioestratigráficos.

1.2. ORDOVICICO

Bastante bien representado en la hoja de Azuara (totaliza casi 3.000 metros de serie) los primeros 1.700 corresponden al Tremadoc y entre 600 y 800 m. al Arenig (que empieza en la Formación Santed y termina con la Cuarcita Armoricana). El Ordovícico medio y superior está representado, sin embargo, por sólo 500 m. e interrumpido por lagunas datables demostrando una disminución de la velocidad de sedimentación hacia los términos superiores.

Durante todo el Ordovícico se hallan indicios de la presencia de un área fuente situada al E y NE de la región que determina la distribución de las facies (Macizo del Ebro, CARLS, 1983).

1.2.1. Formación Borrachón. Pizarras arcillosas y limolíticas con areniscas (3). Tremadoc inferior

Se presenta en zonas de escaso relieve generalmente abarrancado y con suaves lomas con una potencia entre 500 y 600 m. En la vecina hoja de Paniza se han observado fuertes cambios laterales de potencia, pasando en unos 6 km. de 800 m. (5 km. al ESE de Codos) a 200 m. (4 km. al NNE de Mainar).

Los sedimentos dominantes son pizarras pelíticas muy duras y tableadas, con frecuente bandeado limolítico que pueden pasar a areniscas finas y dan bancos de 30 cm. Se encuentran pistas de artrópodos en la carretera de Aladrén a Vistabella, 500 m. al N de esta última.

Las figuras sedimentarias que aparecen en los tramos con predominio de las pizarras son laminaciones cruzadas, tanto de oscilación como de corriente, laminación paralela y estratificación lenticular y ondulada.

En los tramos con predominio de arena las estructuras más frecuentes son estratificación cruzada planar y con frecuencia de bajo ángulo, laminación paralela *ripples* y *flaser*. Localmente se observa estratificación *herringbone*, *lag* de conchas y costras ferruginosas. A techo de algunos bancos de cuarcita hay pistas de cruzianas.

En los tramos inferiores de la unidad las secuencias más representativas son granocrecientes (*coarsening upward*) en la que los cuerpos arenosos con laminación paralela y *ripples*, son sustituidos por otros con estratificación cruzada de bajo ángulo y cicatrices erosivas internas. Las secuencias terminan cuando éstas se conservan completas, con un *lag* de conchas y costras ferruginosas.

Sin embargo, en la mayor parte de la formación las secuencias no quedan perfectamente definidas, predominando los términos pizarrosos ligeramente bioturbados, con estratificación lenticular, alternando con términos arenosos, en los que domina la laminación debida a *ripples* (en

ocasiones de interferencia), y localmente, en bancos con cierta potencia, estratificación cruzada planar y estructuras de bipolaridad. Dentro de la masa pizarrosa aparecen algunas secuencias positivas (*fining upward*) formadas por cuerpos arenosos con estratificación cruzada planar, importantes superficies erosivas y estratificaciones sigmoidales con *ripples* a techo de los bancos, que se han interpretado como depósitos de llanura de mareas.

GAUBATZ (1980) halló trilobites 3,3 km. al SSO de Herrera ($x = 657.870$, $y = 4562.960$) con los siguientes géneros: *Angelina*, *Shumardia*, *Geragnostus*, *Leiagnostus*, *Parabolina*, *Triarthrus*, *Dikelokephalina*, *Apatokephalus*, *Hypermecaspis*, *Pharotomina*, junto a gasterópodos, *Hyalithida* y *Lingulida* que datan Tremadoc inferior.

1.2.2. Formación Deré. Areniscas y cuarcitas con niveles pizarrosos (4). Tremadoc

Con una potencia media de 600 m., esta formación, que se conoce también como cuarcita de Skolithos o Formación Aladrén, presenta una morfología de relieves moderados interrumpida por barrancos profundos.

La Formación Deré está constituida por pizarras análogas a las de la Formación Borrachón, pero con frecuentes intercalaciones de ortocuarcitas y areniscas cuarcíticas, con espesores que varían de 10 a 50 m.

Al SO de Herrera las cuarcitas se sitúan preferentemente en la base de la unidad, mientras que en Aladrén se sitúan en las partes medias de la Unidad.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son laminación paralela y de *ripples* (generalmente de interferencia), estratificación cruzada planar y de surco, superficiales de reactivación y techos de las capas onduladas. La bioturbación es irregular, presentándose intensamente bioturbados algunos niveles y muy escasamente otros.

El ambiente sedimentario de esta formación debió corresponderse con una plataforma somera con pequeñas barras arenosas dominadas por el oleaje.

La icnofauna, que abunda en algunos niveles, se presenta de manera dominante como *Skolithos linearis*, HALDEMANN (1840), y *Cruziana rugosa*, D'ORBIGNY (1842), citándose además *Rowaultia*, *Dimorphichnus* y otras especies de *Cruziana*.

1.2.3. Formación Santed. Pizarras arenosas con niveles de areniscas, cuarcitas y conglomerados (5). Tremadoc-Arenig

Aflorando entre dos formaciones de relieve positivo, esta unidad predominantemente pizarrosa da morfológicamente depresiones y las faldas al O de los relieves de la Cuarcita Armoricana.

La potencia de la unidad es de unos 600 m. Los primeros 300-400 m. son pizarras arcillosas y limolíticas, que localmente intercalan niveles arenosos que se interpretan como rellenos de paleocanales (750 m. al SE. de Aladrén, 500 m. al E del Alto del Reguero).

En la parte alta de la formación se intercalan bancos arenosos y cuarcitas agrupados en alternancias, y en el techo CARLS (1962) describe lentejones de conglomerados (2,1 km. al ONO de Luesma, $x=653.780$, $y=4560.170$, y al SO del Santuario de la Virgen de Herrera, $x=658.650$, $y=4558.080$), en los que dominan los cantos de cuarzo lechoso, de hasta 2 cm., bien redondeados, existiendo también cuarcitas, liditas angulosas y alguna pizarra. Estos conglomerados los interpreta LOTZE (1929) como la base transgresiva de la unidad siguiente, pero no hay ni discordancia ni transgresión, sino un tránsito gradual, aunque rápido, de la Formación Santed a la Cuarcita Armoricana.

Las estructuras sedimentarias en los tramos de granulometría fina son laminación paralela, *ripples* (en ocasiones de interferencia) y estratificación lenticular. La bioturbación varía entre media y abundante. En los tramos arenosos las figuras sedimentarias corresponden a medios de mayor energía como las estratificaciones cruzadas planar y de surcos, superficies de reactivación, laminación paralela de alto régimen de flujo y estratificación sigmoidal.

Estos materiales se distribuyen formando megasecuencias estrato-crecientes (*thickening upward*), constituidas por tres tramos (Fig. 5a).

El inferior está compuesto por pizarras bioturbadas con estratificación lenticular. El medio está formado por una alternancia de areniscas y limos, en proporción equivalente, formando secuencias positivas (*fining upward*) del tipo de la figura 4b. En el cuerpo arenoso predomina la laminación paralela, *ripples* y *flaser*. El superior está constituido por cuerpos arenosos amalgamados que presentan estratificaciones cruzadas de surco y planar, superficies de reactivación y *ripples*. A techo de algunos bancos se encuentran pistas de cruzianas.

Estas megasecuencias representan bancos de arena acumulados por la acción del oleaje sobre facies de *lagoon* en un contexto transgresivo.

No se ha encontrado fauna en la hoja de Azuara, pero en las vecinas, las trilobites, braquiópodos y floras de acritarcos (WOLF, 1980) datan Tremadoc tardío, por lo que la Formación Santed abarcará probablemente el Tremadoc-Arenig.

1.2.4. Formación Cuarcita Armoricana. Cuarcitas y pizarras (6). Arenig

Su carácter eminentemente cuarcítico da lugar a que constituya las cotas más altas de la hoja, entre ellas la Sierra de Herrera (1.300 m.). Sus intercalaciones de pizarras permiten, en foto aérea, diferenciar tres miembros principales.

Litológicamente son ortocuarcitas de grano fino a medio de color claro y blanco en bancos gruesos con laminación cruzada, con intercalaciones de pizarras más o menos arenosas con lechos finos de areniscas y cuarcita.

El miembro inferior, que mide entre 155 m. y 220 m., presenta bancos de cuarcita de hasta 3 m., con estratificación cruzada y a unos 15-20 metros de la base, un nivel guía de 3 m. con moteado rojo de hematites. Se intercalan niveles de pizarras arenosas y micáceas, grises a pardo-rojizas, que contienen bioturbación vertical tipo *Skolitos*.

El miembro medio, de unos 130 m. (GAUBATZ, 1980), está constituido por pizarras arenosas grises, areniscas en bancos de 10 cm. y escasos niveles de ortocuarcitas. Se encuentra ocasionalmente *Cruziana rugosa*.

El miembro superior está bien representado al NE y SE de la Virgen de Herrera, y allí KELLER (1980) midió 270 m. Se trata de ortocuarcitas en bancos de 2 a 4 m. con estratificación cruzada y *ripples*. Hacia el recho se reconocen «cantos blandos» y lechos finos, centimétricos, de microconglomerados con cuarzos de hasta 4 mm.

Los tramos superiores son ricos en *Skolitos linearis* y *Cruziana rugosa* ($x=654.900$, $y=4560.700$) y algunos braquiópodos inarticulados fosfáticos no clasificables.

Las estructuras más frecuentes son las estratificaciones cruzadas, planar y de surco, laminación paralela de alta energía, así como superficies de reactivación, estratificación sigmoidal y *ripples*. Algunas capas presentan superficies erosivas, otras los techos ondulados. La bioturbación es moderada en la parte inferior de la unidad, aumentando progresivamente hacia el techo, donde es muy intensa y alterna con costras ferruginosas.

Estos materiales se distribuyen formando megasecuencias estratocrecientes (*thickening upward*) del tipo de la representada en la figura 4c, diferenciándose dos tramos: el inferior, formado por una alternancia de areniscas y pizarras con *ripples* y estratificación cruzada planar, y el superior, formado por el amalgamamiento de bancos de areniscas con laminación paralela de alto régimen de flujo, estratificaciones cruzadas y sigmoidal, y cuando la secuencia es completa, bioturbación a techo de los bancos y costras ferruginosas.

Se interpretan como depósitos de barras litorales desarrolladas sobre los depósitos de una plataforma somera.

Su edad se determina a partir de la de las unidades infra y suprayacentes, correspondiéndole, por tanto, edad Arenigiense.

1.2.5. Formación Castillejo, Formación Fombuena y Formación Caliza de Cistideos. Pizarras, areniscas, margas, calizas y dolomías (7). Llanvirniense superior-Ashgiliense medio

Se han incluido en una misma unidad cartográfica estas tres formaciones, dada la gran dificultad, por efecto de la tectónica, para separar cartográficamente cada una de las formaciones.

a) Formación Castillejo

Esta formación fué definida y subdividida por VILLAS (1983) y se presenta al SE de la Sierra de Herrera en afloramientos completos, pero mal expuestos, pudiendo subdividirse en tres miembros.

El Miembro Marite, definido en la mina del mismo nombre situada unos 2,5 km. al NO de Luesma, está formado por un primer nivel arcilloso de color blanquecino, al que sigue un nivel de oolitos ferruginos (concentración de Fe de hasta un 50 %) bien representado en $x=654.000$, $y=4560.950$, con 3,5 m. de potencia. Siguen a continuación 5 m. de pizarras limosas, de color ocre claro a gris, ricas en mica y graptolitos y otros 5 a 10 m. de pizarras que presentan un segundo oolito ferruginoso o más frecuentemente una ligera ferruginización.

Para la datación de este miembro se utilizan los graptolitos de las pizarras que descubiertos por BEGE (1970) y estudiados por GUTIÉRREZ-MARCO (1980) dieron: *Didymograptus murchisoni* (BECK, 1839), *D. speciosus* (EKSTRÖM, 1937), *D. pandus* (BULMAN, 1931), *D. stabilis* (ELLES & WOOD, 1901), *D. artus* (ELLES & WOOD, 1901), *D. acutus* (EKSTRÖM, 1937), *D. cf. geminus* (HISINGER, 1840), *D. aff. geminus* que permiten datar el Llanvirniense superior (zona 7) y en consecuencia hay que considerar el Llanvirniense inferior como laguna.

El Miembro Alpartir, se presenta con potencias entre 110 m. al SE de Aladrén (VILLAS, 1983) y 150 m. en Fombuena (KOLB, 1978) y está constituido fundamentalmente por pizarras grises que intercalan algunos niveles arenosos.

La diversidad de trilobites, la presencia de graptolites como pelágicos y la existencia de otros ostrácodos, bivalvos y gasterópodos como accesorios indican un ambiente de plataforma abierta con escasa influencia terrígena.

Entre los trilobites se encontró *Colpocoryphe ronaulti* (HENRY, 1977), *Flonckia micheli* (TROMELIM, 1877), *Mucronaspis cf. macrophthalmia*

(BROGNIART, 1822), *Nesenretus* (N.) *tristam* (BAROGNIART, 1822), *Nobilia-saphus* aff. *nobilis* (BARRANDE, 1846), *Agygites glabala* (SALTER, 1853); y entre los graptolites *Glyptograptus teretiusculus* (HISINGER, 1840), hallado por GUTIÉRREZ-MARCO al E del cerro Martucha (x=656.850, y=4562.650).

Estas faunas asignan una edad Llandeilo inferior para la parte alta del Miembro.

El Miembro Sierra es el más variado en facies y el de mayor potencia, aflora al E de la Sierra de Herrera y en el Cerro de la Silla, a 1,3 km. al Oeste de Luesma.

Los 100 primeros metros son una alternancia arenosa, con bancos de areniscas y cuarcitas y con intercalaciones de pizarras arcillosas. Presentan estratificación cruzada planar y laminación paralela. Los 50 m. finales son bancos gruesos de cuarcita y sólo se identifican bien en el mencionado afloramiento de Cerro de la Silla, interpretándose (CARLS, 1986) como un aporte arenoso muy local procedente del Este (Macizo del Ebro).

Las estructuras más frecuentes en la Formación Castillejo son las laminaciones de *ripples*, generalmente de oscilación, y la estratificación *flaser* y lenticular. Con menos frecuencia algunos bancos de arenisca presentan estratificación cruzada planar. La bioturbación es de moderada a elevada, según los tramos.

Estos materiales se disponen en secuencias decimétricas formadas por capas de areniscas de grano fino con *ripples* de oscilación y pizarras con estratificación lenticular. Con menor frecuencia se encuentran secuencias de orden métrico granodecrecientes (*fining upward*) del tipo de la representada en la figura 5d, formadas en la base por un cuerpo arenoso con estratificación cruzada planar, con *ripples* y estratificación *flaser* en la parte superior y por encima arcilla con estratificación lenticular.

Al finalizar la sedimentación de la Cuarcita Armoricana se produce un cambio en el modelo sedimentario de la cuenca, por colmatación de las zonas protegidas. Disminuye progresivamente la velocidad de sedimentación, dando ciclos de ralentización que van a ser dominantes durante el Caradoc y Ashgiliense. De esta forma queda instalada en la zona una plataforma somera con depósitos mixtos terrígeno-carbonatados, sometida a la acción de las mareas; esta disposición va a continuar durante el Silúrico y Devónico.

b) Formación Fombuena

Esta formación definida por VILLAS (1983) corresponde con las Unidades «Ferrooolito superior y Margas de Briozoos» y «Alternancia superior», de CARLS (1962). En su nueva definición se subdivide en dos miembros: Piedra del Tormo y Huerva.

El Miembro Piedra del Tormo tiene una potencia de 0,5 a 8 m. y empieza con un nivel ferruginoso y oolítico de 3 m., que se puede observar a 1,5 km. al SO de Luesma (hoja de Moyuela), pudiéndose observar cantos intraformacionales, nódulos fosfatados y pequeños cantos de cuarzo. En un afloramiento situado a 2 km. al Oeste de Luesma el nivel ferrooolítico es rico en pirita y, en general, fosilífero hacia el Oeste (briozoos, braquiópodos, gasterópodos y equinodermos), mientras hacia el E y NE desaparece la fauna.

Hacia el techo este miembro se hace pizarroso, limolítico y algo margoso (margas de briozoos), desapareciendo hacia el E y NE el contenido en carbonato y en fósiles.

El Miembro Huerva se define en la margen izquierda del río del mismo nombre, entre Aladrén y Herrera de los Navarros, donde mide 70 m. Se trata de una alternancia de arcillas más o menos arenosas, con bancos arenosos que no pasan de 20 cm. y tienen colores pardo-grisáceos. En los niveles pizarrosos oscuros es frecuente la bioturbación horizontal.

A partir de los braquiópodos como *Suobodaina armoricana*, BABIN & MELOU, se puede deducir que la Formación Fombuena comienza en el Caradoc medio, existiendo una laguna con paraconformidad debajo del ferro-oolito. Para datar el techo se utiliza *Suobodaina hauliceki*, VILLAS (1984), que marca un nivel próximo al límite Caradoc-Ashgil.

Sedimentológicamente, esta formación corresponde a una plataforma arenosa a fangosa no muy profunda, con disminución de los caracteres de ambiente abierto hacia el E de la Sierra de Herrera. La velocidad de sedimentación disminuye hasta alcanzar el mínimo del Paleozoico (salvo lagunas) en el paso a la caliza suprayacente, sin aumentar la profundidad de la cuenca, lo que indica una gran estabilidad epirogénica en los límites Caradoc-Ashgil.

c) Formación Caliza de Cistideos

A pesar de ser una formación muy bien definida en las hojas vecinas, en Azuara los afloramientos son malos y reducidos por erosión.

HAFENRICHTER (1979) distingue dos facies de calizas, una de bioespartas lavadas o «facies Rebollarejo» y la «facies Rebosilla», caracterizada por margas y calizas micríticas con fósiles bien preservados y lechos más delgados. Esta se encuentra siempre en la base de la formación, con un espesor de hasta 3 m. En Azuara la mayor parte de la caliza se presenta en «facies Rebosilla», pero inmediatamente al S de la hoja, al E de la Sierra de Herrera, se han preservado unos tramos métricos que tienden a espartíticos.

Frecuentemente, estas calizas aparecen silicificadas y/o dolomitizadas y karstificadas. En las proximidades de ciertas fallas las calizas se

dolomitizan y mineralizan con sulfuros, como se pone de manifiesto en las antiguas labores mineras al SE de la Martucha (x=657.000, y=4562.300) y del Vallejo de la Cueva (N de la hoja de Moyuela, x=660.100, y=4560.700), en donde el yacimiento se sitúa en el contacto de las calizas con cuarcitas silúricas.

La datación de la Caliza de Cistideos se basa en Braquiópodos (VILLAS, 1984), que demuestran que la base pertenece al (Pusgilliense) Ashgill y trilobites (HAMMANN, W., en preparación) en el techo de las «facies Rebollarejo», que datan (Rawtheyense) Ashgill medio.

Sedimentológicamente, se han depositado las calizas en una plataforma somera en la que las barras de calizas lavadas, de las «facies Rebollarejo», protegían la zona SO del oleaje y corrientes fuertes, posibilitando la sedimentación de material arcilloso procedente de las zonas nororientales.

1.3 SILURICO-DEVONICO

El Silúrico, que comienza con una laguna estratigráfica, se halla representado por una serie siliciclástica continua, predominantemente pizarrosa y monótona, pero con algunas intercalaciones de cuarcitas y areniscas que permiten el trazado de numerosos niveles estratigráficos en cartografías detalladas.

La hoja de Azuara se sitúa en el flanco NE de una cuenca que tiene uno de los mayores espesores de Silúrico de la Península. La ductilidad tectónica de sus pizarras influyen en el estilo estructural y dificultan sus condiciones de afloramiento por lo que habrá que auxiliarse con las faunas de Acrítarcos (KELLER, 1981) y Chitinozoos (KISTNER, 1981).

1.3.1. Formación Orea y Formación Cuarcita Blanca. Pizarras y cuarcitas (8). Llandoverly inferior

La Formación Orea es esencialmente una unidad de pizarras limolíticas a arcillas con intercalación de niveles más abundantes hacia el Este. En Moyuela alcanza una potencia de 70 m. disminuyendo a 30 m. a 3 km. al ESE de Aladrén (KISTNER, 1981).

Morfológicamente la Formación Orea, dado su carácter fundamentalmente pizarroso, da relieves negativos.

Los niveles pizarrosos de esta unidad se distinguen de otras pizarras porque contienen granos de cuarzo de 1 a 3 mm. irregularmente distribuidos.

En las vecinas hojas de Daroca y Moyuela se encuentran cantos de

calizas de cistideos o dolomías que se han interpretado como «dropstones».

La Formación Orea contiene únicamente macrofauna resedimentada de la Caliza de Cistideos, pero en la rama SO de al Cordillera Ibérica, GREILING (1967) la dató, mediante graptolites como Llandovery inferior.

La Formación Cuarcita Blanca constituye un excelente nivel de guía y morfológicamente destaca por su carácter cuarcítico.

Su espesor varía entre 15 y 25 m. y está constituida por ortocuarcita generalmente muy limpia, blanca o gris clara con alguna intercalación pizarrosa. Los bancos cuarcíticos tienen más de 40 cm. alcanzando ocasionalmente 1,5 m. La laminación puede ser paralela o suavemente oblicua con bancos que se acuñan, correspondiéndose probablemente con frentes playeros de bancos arenosos.

Aparte de restos de bivalvos no determinados sólo se reconoce en la hoja de Paniza (KOLB, 1978); el braquiópodo *Aratanea monodi* (HERTA SCHMIDT, 1967), que no permite una datación propia.

1.3.2. Formación Bádenas. Pizarras, limolitas y cuarcitas (9). Llandovery superior-Ludlow superior

Aflora únicamente en la esquina SO de la hoja, a lo largo del Arroyo de Luesma y en un pequeño afloramiento 4 km. al ESE de Aladrén, importante por su contenido faunístico. Morfológicamente, en conjunto, da relieves negativos con fuerte erosión lineal.

Los sedimentos dominantes son pizarras arcillosas existiendo abundantes intercalaciones limolíticas, arenosas, arenas finas, niveles de lentejones de conglomerados, alternancia de limolitas y cuarcitas entre ampelitas.

La formación puede subdividirse en 5 miembros denominados *a*, *b*, *c*, *d* y *e*. Los miembros *a*, *c*, y *e* son pizarrosos y presentan los mayores espesores; los miembros *b* (50 m.) y *d* (45 m.) contienen areniscas y cuarcitas y se utilizan como niveles guía.

Desde el punto de vista de la fauna, su riqueza y el estudio detallado que de ella se ha realizado (CARLS, 1977) permiten identificar para cada miembro de la formación las zonaciones de graptolitos y detalles de paleoecología de gran interés. Así, por ejemplo, la base del miembro *a* tiene *Rastites* sp. y *Monograptus* cf. *sedwickii* PORTOLOCK, que datan la base del Llandovery superior, Braquiópodos como *Mendacella* sp. y *Aphanomena cristobali* JAHNKE, Crinoideos, Cefalópodos y restos de Eurypteridae. El miembro *b* tiene rica icnofauna con *Rusophycus* sp. y escasos Ortoceratidos. En el miembro *c* de 230 m. se encontraron *Monograptus* cf. *pirodon* BRONN. En el miembro *d*, en las areniscas algo calcáreas,

CARLS (1977) extrajo Conodontos (*Ozarkodina safita* WALLISER y *Oz. excavata* BRANSON & MEHL), que corresponderían al tránsito de zonas de conodontos «sajitta/crassa» de edad Ludlow basal.

Finalmente, el miembro e de 145 m., predominantemente pizarroso, aporta fauna de *Saetograptus leinwardinensis primus* BOOCER, que indican Ludlow medio, *Saetograptus fritschilinearis* y *Monograptus fubiens* SOESS, que datan Ludlow superior y se asocian tanto a braquiópodos epiplactónicos: *Strophochonetes (Hypselonetes) Vinearum* RACHEBOEUF, como bentónicos: *Howellella* cf. *Illegans* MUIR-WOOD.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes en los términos de granulometría más fina de la Formación Bádenas son las laminaciones paralelas y debidas a *ripples*, con estratificaciones lenticular y *flaser*, y fuertemente bioturbadas. Localmente se encuentran costras ferruginosas. En los tramos arenosos (fundamentalmente en la mitad superior de la unidad) las estructuras visibles son indicadoras de una mayor energía del medio como superficies de reactivación y estratificaciones cruzadas planares.

La distribución de secuencias es para los tramos inferiores como la representada en la figura 4f y para los superiores la de la figura 4g. La primera representa términos intermareales de la llanura lutítica (*mud flat*) con algunos tramos intercalados de la llanura mixta (*mixed flat*). La segunda incluye también términos de la llanura arenosa (*sand flat*).

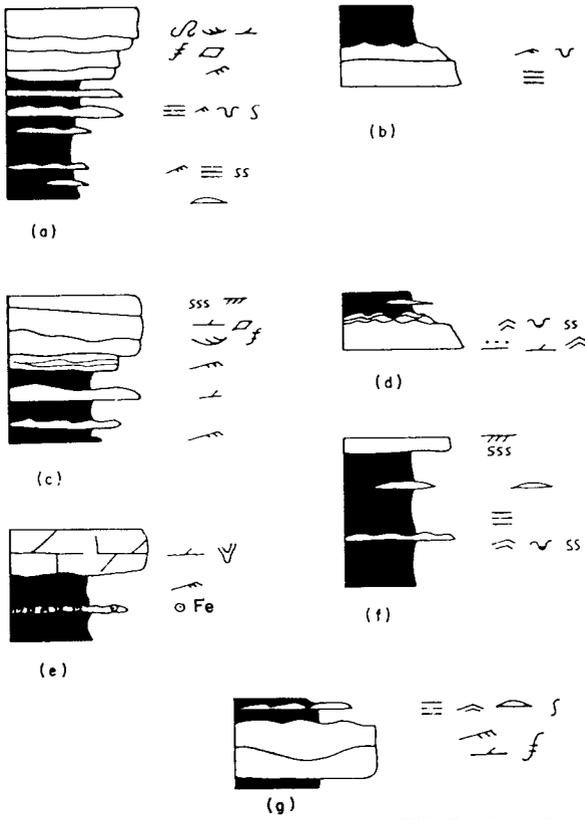
1.4. DEVÓNICO

El Devónico está pobremente representado en la hoja de Azuara, aflorando únicamente materiales de la Formación Luesma al Oeste de la Virgen de Herrera y en un pequeño retazo unos 5 km. al SSO de Herrera de los Navarros.

Sin embargo, la única formación que aflora tiene una gran importancia, pues en ella, y a partir de braquiópodos, ha sido posible definir el límite Silúrico-Devónico y conocer mejor el Gedinense [CARLS & GANDL (1967), GANDL (1972) y CARLS (1969 a 1986)].

1.4.1. Formación Luesma. Cuarcitas y pizarras (10). Pridoliense-Gedinense inferior

Morfológicamente, las cuarcitas ocasionan relieves positivos, como ocurre en el cerro situado inmediatamente al Oeste de la Ermita de la Virgen de Herrera y el corte más representativo está situado en la Hoja de Moyuela (2 km. al SE de Luesma), donde se define el tránsito Silúrico-Devónico (CARLS, 1977).



LEYENDA (CORRESPONDIENTE A FIG 4 Y 5)

- ↖ ↗ Ripples de corriente y oleaje
- ⤴ ⤵ Estratificación linsen y flaser
- ≡ ∞ Laminación paralela y convoluta
- f Superficie de reactivación
- ⊥ ↗ Estratificación cruzada planar y de surco
- ◊ Estratificación sigmoidal
- S SS SSS Bioturbación moderada, media y elevada
- ≡≡≡ Costras

Fig. 5.- Secuencias tipo de las Formaciones del Ordovícico y Silúrico.

Esta formación, que alcanza en sus mejores cortes los 225 m., se subdivide en miembros, pero fundamentalmente se trata de cuarcitas (ortocuarzitas) blancas con estratificación cruzada de bajo ángulo y grano fino a medio, alternando con pizarras y con ocasionales lechos microconglomeráticos a los que se asocian cantos de fosforita. Existen también, con carácter persistente, dos niveles de oolitos ferruginosos y a techo de la formación una alternancia de areniscas y pizarras arenosas con bancos de areniscas calcáreas que vuelven a contener nódulos de fosforita.

Faunísticamente, como ya hemos indicado, su importancia radica en la datación del comienzo del Devónico a partir de *Platyorthis momieri* ROVAULT, *Podolella vensselaeroides* KOZOTOWSHI y *Ozarkodina rem, remscheidensis* (ZIEGLER).

En el techo, en el afloramiento, tipo CARLS & ZIMMERLE (1985) y CARLS y GANDL (1969) describieron: *Icriodus woschmidti transiens*, *Icr. r. rectangularis* y el comienzo de *Acastella tiro* R. & E. RICHTER, que datan la parte alta del Gedinense inferior.

Esta formación presenta gran variedad de estructuras sedimentarias, por lo general indicadoras de un medio energético alto, como estratificaciones cruzadas, tanto de surco como planar, en ocasiones afectando a oolitos ferruginosos. Hay otras estructuras, como los *ripples*, costras ferruginosas y bioturbación de moderada a fuerte. También se encuentran canales rellenos de cantos y conchas que se interpretan como canales mareales.

1.5. TRIASICO

Los materiales pertenecientes al Triásico están pobremente representados en la hoja y sólo se ha diferenciado cartográficamente dentro de la división clásica en facies germánica las F. Muschelkalk y F. Keuper, ya que la F. Buntsandstein sólo aparece en las proximidades de Aladrén constituida por 2 m. de conglomerado brechoide con fuerte rubefacción.

1.5.1. Dolomías tableadas, margas y dolomías en bancos (11,12,13). Facies Muschelkalk

Los materiales en facies Muschelkalk han sido estudiados en el perfil de Aladrén, a lo largo de la carretera que bordea al pueblo, así como en la sección situada al NO de Herrera de los Navarros, en el valle del Rio Huerva, entre el Molino bajo del Huerva y la Ermita de San Miguel.

En el primero de los afloramientos, en donde se ha levantado una columna detallada, sólo se reconoce el tramo inferior (M_1), faltando los superiores (M_2 y M_3) por falla. En el segundo afloramiento las condiciones de exposición no permiten el levantamiento en detalle de una columna, aunque se han llevado a cabo diversas observaciones en los diferentes tramos: M_1 , tramo inferior calcáreo; M_2 , tramo medio margoso, y M_3 , tramo superior carbonatado.

Otros pequeños afloramientos se sitúan en el camino de Herrera de los Navarros a Villar de los Navarros, donde sólo se ha diferenciado, por dificultades de observación, el nivel superior (M_3).

1.5.1.1. *Dolomías tableadas (M_1) (11)*

Su potencia oscila entre los 70 m. de Herrera y los 90 m. de Aladrén, y está constituido por un conjunto dolomítico que se presenta con unos tramos masivos y recristalizados en la base y por una sucesión estratificada a tableada hacia techo, en donde se intercalan algunos niveles de margas igualmente dolomíticas.

Descansa sobre los materiales de facies Buntsandstein de litología conglomerática y brechoide mediante un contacto transicional ocupado por 2 m. de arenas finas, limos y arcillas y limos calcáreos tableados.

En la localidad de Aladrén está constituido en su base por unos 10 m. de dolomías estratificadas y tableadas con laminación paralela y cruzada de bajo ángulo, y dolomías nodulosas con laminación y bioturbación. Por encima se encuentran unos 25 m. de dolomías masivas o en gruesos bancos, groseramente cristalinas y parcialmente cubiertas. El siguiente tramo está constituido por unos 20 m. de dolomías finamente cristalinas con estratificación irregular en bancos de 0,5 m., en las que se observan bases canalizadas con estratificación cruzada en surco, con *ripples* sobreimpuestos y laminación algal estromatolítica, también se han observado niveles ferruginosos de encostramiento y/o lavado, así como grietas de desecación.

El tramo superior, de entre 25 y 30 m. de potencia, está constituido por una alternancia de niveles dolomíticos en bancos de 0,30 m., que a veces se encuentran muy bioturbados, dolomías finamente cristalinas en estratos delgados a tableados con estratificación cruzada planar de bajo ángulo y laminación de *ripples* y algas, así como pistas horizontales, porosidad fenestral y margas dolomíticas también laminadas. Hacia el techo del tramo se encuentran costras ferruginosas y grietas de desecación con niveles brechoides.

En su conjunto esta sucesión constituye una secuencia de somerización, ya que los materiales presentan unas características litológicas y de facies que permiten interpretar los tramos inferiores como depósitos

correspondientes a áreas submareales, tranquilas y bioturbadas o de hidrodinamismo elevado con estratificación cruzada. En el tramo superior los episodios intermareales se ponen de manifiesto con las facies de algas laminadas y de porosidad fenestral, mientras que la exposición subaérea supramareal se refleja en las brechas y grietas de desecación.

A menor escala es posible reconstruir alguna secuencia elemental (Fig. 5) correspondiente a la mitad superior de la unidad, ya que en su parte inferior o se encuentra muy recristalizada o las facies dolomíticas sólo muestran alguna laminación y bioturbación. La primera secuencia de escala métrica muestra bases erosivas con estratificación cruzada en surco, por encima niveles de estratificación cruzada planar, estratificación cruzada de bajo ángulo, *ripples* y a techo laminación paralela o de algas con una superficie de interrupción.

En los niveles superiores de la unidad se identifican secuencias complejas de hasta 3-5 m., que presentan un término inferior de dolomías bioturbadas con pistas verticales, sobre las que aparece un primer nivel de margas. Por encima nuevas facies dolomíticas con laminación de bajo ángulo, *ripples*, láminas algales estromatolíticas y porosidad fenestral, pudiendo culminar con grietas de desecación sobre las que se disponen nuevos niveles de margas.

1.5.1.2. *Margas y yesos con intercalaciones dolomíticas (M₂) (12)*

Sólo afloran en ambos márgenes del Río Huerva junto al Molino bajo y no se ha podido realizar una serie detallada. Su potencia estimada es de 50 m.

Es fundamentalmente un conjunto de margas grises, verdes y rojas que intercalan niveles de dolomías centimétricas de grano grueso y blancas. En la margen izquierda del Río Huerva se reconocen, porque existen excavaciones para su explotación, yesos masivos blancos y grises, aparentemente de extensión local.

1.5.1.3. *Dolomías en bancos gruesos (M₃) (13)*

Afloran únicamente en la zona próxima a Herrera de los Navarros y al Río Huerva. Se ha medido una potencia próxima a 100 m. y están constituido por dolomías tableadas y tramos masivos. Las dificultades de observación detallada sólo han permitido identificar algunos tipos de facies: Dolomías con estratificación cruzada planar, con bases erosivas. Dolomías nodulosas posiblemente bioturbadas y dolomías tableadas y laminadas (algas y *ripples*).

La ordenación aparente muestra las facies canalizadas y con estrati-

ficación cruzada en la base, situándose por encima las facies bioturbadas y laminadas (Fig. 5). Esta secuencia corresponde a una secuencia de somerización y de disminución de energía a techo, en la que está representada la progradación de la llanura de marea (*algas-ripples*) sobre las áreas colonizadas y bioturbadas.

1.5.2. **Margas abigarradas. Facies Keuper (14)**

No ha podido realizarse serie de esta unidad, ya que su carácter plástico complica el estudio estratigráfico. Se puede observar asociada a la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña desde Paniza, en la vecina hoja del mismo nombre, pasando por Aladrén, hasta el Río Huerva, en los parajes Ermita de San Miguel y Casa del Abogado.

Se trata fundamentalmente de margas abigarradas plásticas y yesíferas, que regionalmente pueden intercalar niveles de areniscas amarillentas y que en el ámbito de la hoja no se han reconocido.

Sedimentológicamente, los materiales en facies Keuper se originan en una llanura litoral en la que periódicamente se producirían pequeñas transgresiones que originan sedimentación de llanura de marea. Se desarrollan lagos efímeros, tipo *sebkhas* litorales que ocasionalmente se surcarían por pequeños canales.

1.6. TRIASICO SUPERIOR-JURASICO INFERIOR

1.6.1. **Formación Carniolas de Cortes de Tajuña. Dolomías tableadas y carniolas (15). Rethiense-Hettangiense**

Aflora esta unidad al Norte y Este de Aladrén en el borde Oeste de la hoja, con estructura anticlinal y muy tectonizada. No se ha podido realizar por este motivo una serie detallada.

Se trata fundamentalmente de dolomías de grano grueso (hacia la base pueden aparecer tableadas) y carniolas, que dan un afloramiento brechoide y caótico. Esta brechificación, que se observa mejor en hojas vecinas, está originada por la disolución de evaporitas que originalmente formaban parte del sedimento.

1.7. JURASICO

Los materiales pertenecientes al Jurásico están representados en su totalidad en las formaciones en que habitualmente se subdivide desde

Formación Calizas y Dolomías tableadas de Cuevas Labradas a Formación Calizas con Oncolitos de Higuieruelas (Fig. 6).

Su distribución en la hoja es a lo largo de una estrecha franja al Norte de Aladrén, donde aparece la serie completa, aunque muy tectonizada y laminada, por lo que sus potencias no son reales. Por otra parte, la estructura anticlinal que recorre el Norte de la hoja desde Tosos al límite con la de Belchite permite el afloramiento de la Formación Carbonatada de Chelva y suprayacente, quedan dos pequeños núcleos en los que llega a aflorar la Formación Calizas Bioclásticas de Barahona.

Se han levantado dos series que permiten caracterizar algunas formaciones, la serie de Aguilón, en las proximidades del pueblo del mismo nombre y la de «Cruz», en la hoja de Longares (411), que abarca los términos finales.

En Aguilón la Formación Carbonatada de Chelva, que no está completa, tiene 102 m.; las Margas de Sot de Chera, 81 m.; la Formación Rítmica calcárea de Loriguilla, 63 m., y las Calizas con Oncolitos de Higuieruelas, los 55 m. últimos.

1.7.1. Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (16). Sinemuriense-Pliensbachiense

Aflora únicamente en una estrecha banda E-O en el extremo occidental de la hoja, muy verticalizada y laminada, lo que impide levantar una serie para su estudio detallado.

Se trata de calizas dolomitizadas, calizas *mudstone* grises, con laminación algal y *ripples* de oleaje, calizas *grainstones*, que ocasionalmente presentan *rills* de bioclastos y macrofauna de Rynchonéllidos.

En zonas próximas (hoja de Belchite) se ha podido levantar una serie que permite separar los tres grandes conjuntos que típicamente forman esta unidad:

Un conjunto inferior fundamentalmente *mudstone* con intercalaciones de *grainstones* y *packstones*. Se dan con mayor o menor intensidad bioturbación y con cierta frecuencia estructuras de láminas de algas, *tepees*, láminas rotas y porosidad fenestral.

El conjunto intermedio está constituido por *grainstones* a *packstones* de oolitos y fósiles con intraclastos y/o pellets con estructuras de laminación cruzada planar de bajo ángulo y secuencias grandodecipientes de barras de *grainstones* que rellenan estructuras canalizadas.

El conjunto superior está formado por una sucesión monótona de calizas *mudstones* a *packstones* con *trills* bioclásticos y superficies ferruginosas.

Sedimentológicamente, el primer conjunto correspondería a ambien-

		UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS	
JURASICO SUPERIOR	KIMMERIDGIENSE - OXFORDIENSE	FM. CALIZAS CON ONCOLITOS DE HIGUERUELAS	GRUPO TURIA
		FM. RITMITA CALCAREA DE LORIGUILLA	
JURASICO MEDIO	CALLIENSIENSE - BATHONIENSE - BAJOJURASICO	FM. MARGAS DE SOT DE CHERA	GRUPO ABLANQUEJO
		MB. CALIZAS CON ESPONJAS DE YATOVA	
		CAPA DE OOLITOS FERRUGINOSOS DE ARROYOFRIO	
		"PARTE MEDIA" (INFORMAL) DE LA FM. CARBONATADA DE CHELVA	
		FM. CARBONATADA DE CHELVA	
JURASICO INFERIOR	TOARCENSE - PLIENSIS	OOLITOS FERRUGINOSOS Y/O FOSFATICOS	GRUPO RENALES
		MB. CALIZAS NODULOSAS DE CASINOS	
		FM. ALTERNANCIA DE MARGAS Y CALIZAS DE TURMIEL	
		FM. CALIZAS BIOCLASTICAS DE BARAHONA	
JURASICO INFERIOR	HETTANGIENSE - SINEMURIENSE	FM. MARGAS GRISES DEL CERRO DEL PEZ	GRUPO RENALES
		FM. CALIZAS Y DOLOMIAS TABLEADAS DE CUEVAS LABRADAS	
		FM. CARNIOLAS DE CORTES DE TAJUÑA	
TRIAS		FM. DOLOMIAS TABLEADAS DE IMON KEUPER	

Fig.6.- Cuadro con las unidades litoestratigráficas del jurásico definidas en la Cordillera Ibérica.

te sub a intermareal con episodios supramareales en clima normal a árido.

En el conjunto intermedio, donde domina una morfología de barras y canales, el ambiente sería de plataforma media, mientras que el conjunto superior se sedimenta en una plataforma interna submareal carbonatada con etapas de disminución de la velocidad de sedimentación.

Esta unidad, cuya microfauna se ha estudiado en zonas próximas, tiene una edad Sinemuriense-Pliensbachense con la asociación que allí se encuentra: *Lingulina* gr. *pupa* (TERO), *Lingulina* cf. *tenera* (BORN); *Ammobaculites* cf. *pontiensis*; *Glomospira* sp. *Pseudocyclammina* sp.

1.7.2. Formación Margas grises del Cerro del Pez y Formación Calizas Bioclásticas de Barahona (17). Pliensbachense

Se han cartografiado ambas formaciones en una sola unidad cartográfica, ya que la Formación Margas grises de Cerro del Pez presenta unos afloramientos muy reducidos y frecuentemente cubiertos por su carácter margoso.

Aflora en una estrecha banda al N de Aladrén y en el núcleo del anticlinal Jurásico del Norte de la la hoja.

No se ha podido levantar una serie; no obstante, COMAS (1985) describe en Almonacid de la Cuba (hoja de Belchite núm. 440) para la Formación Margas grises del Cerro del Pez una sucesión de margas con intercalaciones de margo-calizas y calizas margosas *mudstone* en capas medias con los planos de estratificación ligeramente irregulares.

La Formación Calizas Bioclásticas de Barahona ha sido estudiada en la serie Bocafoz en la hoja de Belchite (440) y allí presenta 22 m. de calizas micríticas, *mudstone* a *wackstone*, bioclásticas, a veces algo margosas y nodulosas que alternan con margas grises, beige y amarillentas.

Sedimentológicamente, la Formación Margas grises del Cerro del Pez se ha originado en una plataforma submareal, restringida y comunicada, de baja energía, mientras que la Formación Calizas Bioclásticas de Barahona se depositó en ambiente de plataforma externa de baja energía, somera, rellena de material carbonatado fino que proviene, probablemente, de la propia producción de carbonatos de la plataforma y en parte del lavado de las zonas de mayor energía.

Las faunas y microfaunas indican para esta unidad edad Pliensbachense.

1.7.3. Formación Alternancia de margas y calizas de Turmiel (18). Toarciense-Aaleniese

Se presenta en malos afloramientos, como la unidad anterior, en la zona occidental (al norte de Aladrén) y en el núcleo del anticlinal de Aguilón.

Está constituida por alternancia de calizas micríticas *mudstone* a *wackstone* en secuencias caliza-marga y marga-caliza, que en ocasiones presentan conjuntos estratodecrecientes dentro de la alternancia.

El levigado de muestras ha proporcionado la siguiente microfauna:

Citharina longuemari (TERO); *Lenticulina quensteti* (GUMB); *L. Subalata* REUSS; *L. varians* BORN.; *Procytheridea* aff. *sermoisensis* APOST. *Nodosaria fontiensis* (BORN.); *Falsopalmula deslongchampsii* TERO; *Citharina* aff. *collieri* TERO.; *Procytheridea bucki* BIZON, que permite datarlo como Toarciense.

1.7.4. Formación Carbonatada de Chelva. Calizas (19). Toarciense superior-Oxfordiense

Aflora esta unidad tanto en la zona de Aladrén, en una estrecha banda, como en el anticlinal del Norte, donde se ha levantado la serie de Aguilón, que permite caracterizarla. Se puede subdividir en sus unidades litoestratigráficas clásicas: Miembro Casinos, Parte Media (informal), la Capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrío y el Miembro Calizas con esponjas de Yátova.

a) *Miembro Calizas nodulosas de Casinos*

En Aguilón únicamente se ha observado su parte superior. Su espesor es del orden de 10 m. y está constituido por calizas *mudstone* a *wackstone* bioclásticas, con frecuencia nodulosas, en las que pueden observarse algunas superficies ferruginosas. Esta unidad termina con una superficie ferruginosa y fosfática bien desarrollada, con oolitos fosfáticos o ferruginosos.

Se reconocen secuencias de ralentización, con carbonatos nodulosos que terminan en superficies ferruginosas (Fig. 8a). Su sedimentación se ha llevado a cabo en un ambiente de rampa externa de carbonatos de baja energía, en condiciones de baja velocidad de sedimentación, hasta su parte superior, en la que la sedimentación queda prácticamente detenida, produciéndose procesos de reelaboración y cementación temprana.

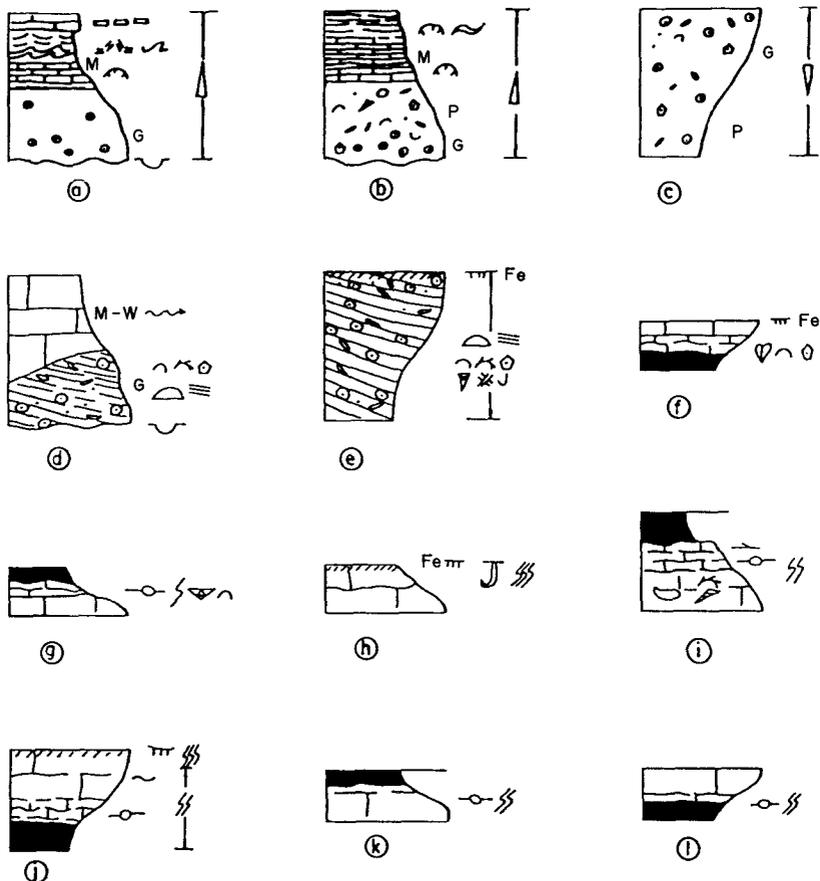


Fig. 7.- Secuencias tipo de la Fm. Cuevas Labradas (a,b,c,d,e); "Calizas y margas de Almonacid de la Cuba" (f,g,h); Fm. Barahona (i,j) y Fm. Turmiel (K,l).

LEYENDA

	Cuerpos canalizados		Superficie ferruginosa	M -	Mudstone
	Barras, dunas ó megaripples		Estratificación ondulada		Bivalvos
	Laminación cruzada planar gran escala		Estratificación nodulosa		Ostreidos
	Laminación cruzada pequeña escala (ripples)		Bioturbación escasa		Crinoides
	Rills		Bioturbación moderada		Gasterópodos
	Laminación de algas		Bioturbación intensa		Algas
	Tepees		Superficie perforada		Pholadomiidos
	Pliegues enterolíticos	G -	Grainstone		Braquiópodos
	Laminas rotas	P -	Packstone		Ostracodos
	Porosidad fenestral	W -	Wackstone		Gryphaea

b) La «parte media» de la Formación Chelva

La parte inferior de esta unidad informal está constituida por calizas *mudstone* a *wackstone* bioclásticos y *boundstone* de esponjas, con intercalaciones margosas.

En efecto, el hecho más notable es la presencia de abundantes bioconstrucciones que, aunque de pequeño desarrollo, están presentes en casi todos los bancos calizos o en ciertos tramos. En conjunto, se desarrollan secuencias marga-caliza del tipo de las representadas en la figura 8b, en la que el término margoso puede contener bioclastos de esponjas y el tramo calizo está constituido por la facies de núcleo, facies de flanco y facies intermonticular arrecifales de fango bioconstruidas por esponjas.

Con frecuencia, los fragmentos de esponjas se encuentran colonizados por serpúlidos y a su vez las esponjas pueden estar colonizando fragmentos de moldes internos de ammonites. El techo de las secuencias puede estar limitado por superficies ferruginosas perforadas, encontrándose también algunos niveles glauconíticos.

Por encima del tramo con bioconstrucciones se encuentra un tramo con alternancia de calizas *mudstone* a *wackstone* bioclásticas, nodulosas y margas, ordenado en secuencias marga-caliza (Fig. 8c). Por encima se encuentra un tramo calizo constituido por secuencia de calizas *wackstone* y *packstone*, de tipo granocreciente, con fragmentos de esponjas y nódulos piríticos, que terminan en superficies ferruginosas (Fig. 8d). En la parte superior del tramo se encuentran secuencias caliza-marga con fragmentos de fósiles resedimentados, en las que puede observarse laminaciones de *ripples* (Fig. 8e), para terminar con secuencias marga-caliza que terminan en superficies colonizadas por abundantes zoophycos (Fig. 8f).

La sección continúa con calizas *wackstone* que hacia su parte superior se hacen nodulosas, contienen interestratos margosos y se disponen en secuencias marga-caliza jalonada en el techo por fósiles retrabajados, a veces muy desgastados, y en ocasiones fosfáticos (Fig. 8g).

La parte superior está dominada por una ritmita de calizas *mudstone* a *wackstone*, a veces nodulosa, y margas, organizadas en secuencias de tipo marga-caliza (Fig. 8h), para terminar con calizas *mudstone* a *wackstone* nodulosas sobre las que se dispone la capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrío.

La «parte media» de la Formación Carbonatada de Chelva se ha depositado en un ambiente de rampa externa de generalmente baja energía, con frecuentes discontinuidades con cementación temprana y a veces retrabajamiento de sedimentos y fósiles.

c) *Capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrío*

Está constituida por calizas *wackstone* con oolitos ferruginosos y fósiles. Esta unidad presenta numerosas indicaciones de removilización no sólo en las calizas, sino también en los fósiles, entre los que pueden observarse restos fragmentados y retrabajados.

En conjunto significa un tramo de muy baja velocidad de sedimentación dentro de un ambiente de rampa externa que marca el cambio paleogeográfico que se lleva a cabo en el límite entre el Jurásico inferior y el Jurásico superior.

d) *Miembro Calizas con esponjas de Yátova*

Su espesor es bastante reducido, unos 10 m., y está constituido por un conjunto de calizas *wackstone* a *packstone* con intraclastos y fósiles. Entre estos últimos predominan claramente las esponjas, que llegan a formar pequeños montículos arrecifales de fango. Asimismo pueden distinguirse las facies de flanco de estos montículos, que son volumétricamente las más importantes y que están constituidas por *packstones* de bioclastos de esponjas, junto a los que se encuentran braquiópodos, belemnites, bivalvos, briozoos, ammonites, etc. La bioturbación suele ser intensa, se encuentran fragmentos de esponjas colonizados por serpúlidos y a veces superficies ferruginosas, dando secuencias del tipo de las representadas en la figura 8 l.

Teniendo en cuenta las observaciones sobre esta unidad realizadas en otras partes de la Cordillera Ibérica, se puede interpretar como depositada en un ambiente de plataforma de extensión dominada por las tormentas, en la que existe un intento continuado de bioconstrucción y destrucción al menos parcial de las bioconstrucciones, por la energía derivada de las tormentas, que producen la removilización de gran parte del sedimento, seguido de etapas de baja energía y baja velocidad de sedimentación, especialmente en las partes altas de los cuerpos originados por el retoque de las tormentas, con la formación de superficies endurecidas y mineralizadas por hierro o fosfato y a veces taladradas por la colonización de organismos perforantes, colonizadores de substrato duro.

Las dataciones para esta unidad se han establecido a partir de la microfaua y los numerosos trabajos que sobre la serie de Aguilón se han realizado a nivel bioestratigráfico (SEQUEIROS, L., y MELÉNDEZ, G. (1979); MELÉNDEZ, G.; SEQUEIROS, L.; BROCHWICZ-LEWINSKI, W. (1982); SEQUEIROS, L.; CARIOU, E.; MELÉNDEZ, G. (1984).

Se acepta para esta unidad la datación Toarciense superior-Oxfordiense.

1.7.5. Formación Margas de Sot de Chera (20). Oxfordiense medio-Kimmeridgiense inferior

Aflora la unidad a lo largo del macizo Jurásico situado al N de la hoja y en muy malas condiciones de afloramiento en el N de Aladrén.

Ha sido estudiada en la sección de Aguilón, donde su espesor es de 81 metros, pero se encuentra casi totalmente cubierta, y en la hoja de Moyuela (466), donde se han medido 20,8 metros en excelentes condiciones de afloramiento. En esta sección puede observarse que la formación Sot de Chera está constituida por un conjunto de margas verdosas con niveles rojizo-amarillentos e intercalaciones de margocalizas nodulosas.

Entre los componentes orgánicos se encuentran moldes internos de gasterópodos, ammonites piritosos de muy pequeña talla en determinados niveles y microfósiles. Son frecuentes a lo largo de toda la sección tubos y nódulos piríticos.

La extrema escasez de fósiles pelágicos, el carácter pirítico y pequeña talla de los existentes, las indicaciones de ambiente reductor, puestas de manifiesto por la presencia de nódulos, tubos y ammonites piríticos, junto al color del sedimento y los datos paleogeográficos disponibles hacen pensar que esta unidad se depositó en un ambiente de plataforma restringida, de baja energía en la cual el componente detrítico representa la facies distal de un sistema clástico proveniente del levantamiento y erosión de macizos emergidos.

En los levigados estudiados se encuentra: *Lenticulina münsteri*, *Lenticulina*, sp., *Cytherella suprajurassica* OERTIL, que datan Oxfordiense y en una lámina delgada de las calizas micríticas a techo de la unidad se han reconocido *Epistomina* sp.; *Dentalina* sp.; Ostrácodos y Equinodermos que datan el Kimmeridgiense inferior.

1.7.6. Formación calcárea de Loriguilla (21). Kimmeridgiense

Aflora como el resto de las unidades jurásicas, al N de Aladrén y entre Tosos y el límite con la hoja de Belchite (440), donde continúa.

Está constituida por una alternancia rítmica y monótona de calizas *mudstone* y margocalizas lajosas.

En su parte inferior puede distinguirse un tramo de margocalizas nodulosas de color beige con intercalaciones de calizas margosas en nódulos de 10-20 cm., que en ocasiones contienen bivalvos, restos vegetales y tubos piríticos.

El espesor total de la unidad en Aguilón es de 63 m. Su componente orgánico suele ser muy escaso, aunque en ocasiones se encuentran escasas secciones de ostrácodos, espículas, lamelibranquios y miliólidos,

habiéndose recogido dos ejemplares de ammonites. Se encuentra bioturbación a lo largo de prácticamente toda la unidad y en ocasiones laminación cruzada de pequeña escala debida a *ripples*. Se organizan en secuencias caliza-marga y marga-caliza (Fig. 8).

El ambiente de sedimentación de la Formación Loriguilla es similar al de la Formación Sot de Chera. De hecho, la Formación Loriguilla representa la parte más distal del sistema clástico que da origen a las margas de la Formación Sot de Chera, pasando lateral y verticalmente esta última a la Rítmica calcárea, que constituye la Formación Loriguilla. En la sección de Aguilón pueden verse secuencias margosas del tipo de la Formación Sot de Chera intercaladas dentro de la Formación Loriguilla. La extrema escasez de componentes biológicos, la práctica inexistencia de fósiles pelágicos y los datos paleogeográficos de que se dispone indican que la Formación Loriguilla se depositó en un ambiente de plataforma restringida de baja energía.

La microfauna estudiada aporta la siguiente asociación: *Alveosepta* cf. *jaccardii* (SCHRODT); *Pseudocyclammina* cf. *lituus*; *Everticyclammina virguliana*; *Epistomina* sp.; *Alveosepta* sp.; *Pfenderina* sp.; *Ammobaculites* sp.; *Eggerella* sp.; *Glomospira* sp.; que permite datar la formación Rítmica calcárea de Loriguilla como Kimmeridgiense.

1.7.7. Formación Calizas con oncolitos de Higuieruelas (22). Kimmeridgiense-Portlandiense

Es posiblemente la unidad jurásica que aflora con mayor extensión al Norte y Noroeste de la hoja y en pequeños retazos en la zona de Aladrén.

Se han levantado series en Aguilón hasta el pueblo, cuyas casas se asientan en los niveles superiores de esta unidad, y en Cruz, en la hoja de Longares (411).

Su espesor total en Aguilón es de unos 45 m., mientras que el espesor visible en Cruz es de 55 m.

En la serie de Aguilón se pueden distinguir varios conjuntos dentro de esta unidad. Sobre un tramo de *wackstones* bioclásticos con pellets se dispone un tramo de *packstones* a *grainstones* con oncolitos, microoncolitos y oolitos con estratificación cruzada de gran escala, constituyendo un sistema de bioconstrucciones, barras y canales, en ambiente de plataforma de alta energía. Por encima se encuentra un tramo de calizas micríticas con abundantes fragmentos de corales ramosos dando morfología de montículos arrecifales de fango. Estos cuerpos constituyen la mayor parte de la sección de Cruz, donde puede observarse la morfología de cada uno de los montículos arrecifales, sus facies de flan-

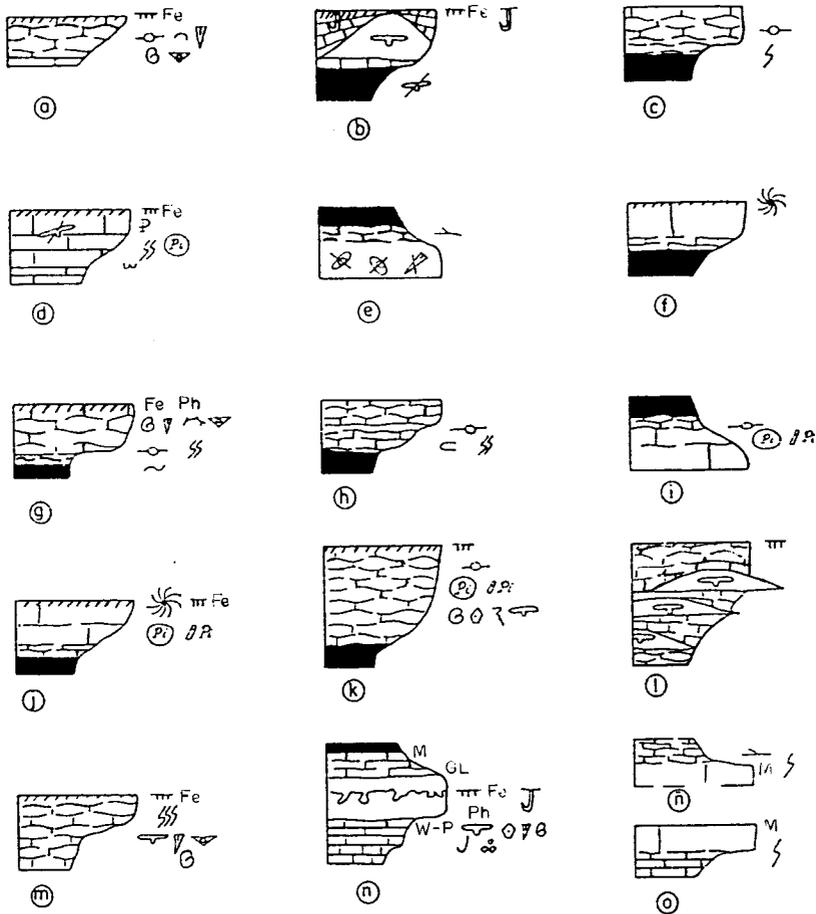


Fig. 8. Secuencias tipo de la Fm. Carbonotada de Chelva: Mb. Casinos (a); "parte media" (b, c, d, e, f, g, h, i, j, k); Mb. Yatova (l, m, n); y Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla (ñ, o).

LEYENDA

Laminación cruzada de pequeña escala (ripples)	Bioturbación intensa	Microfilamentos
Estratificación nodulosa	Bivalvos	Crinoides
Estratificación ondulada	Belemnites	Microfósiles
Fe Superficie ferruginosa	Ammonites	Nódulos piríticos
Ph Fosfatos	Braquiópodos	Tubos piríticos
GL Glauconita	Esponjas	M Mudstone
Bioturbación escasa	Zoophycos	W Wackstone
Bioturbación moderada	Ostreidos	P Packstone

co y las facies intermontículos. El relieve individual de cada uno de estos montículos puede superar la docena de metros.

La sección sigue, en Aguilón, con barras de *grainstones-packstones* oolíticos con oncolitos, con bioturbación y frecuentes superficies ferruginosas, mientras que en Cruz, sobre las bioconstrucciones se encuentran calizas *mudstones*, probablemente de algas, y sobre ellas de nuevo *grainstones* oolíticos con oncolitos y laminación cruzada.

Los últimos 8 m. de la serie de Aguilón, prácticamente debajo de las primeras casas del pueblo son calizas micríticas, *wackstones* con oolitos ferruginosos, limo de cuarzo y fósiles. Se presentan en bancos con estratificación irregular y aspecto noduloso o brechoide con bioturbación y algunas superficies de desecación y ferruginosas. A techo de algunos bancos aparecen niveles de margas muy finos.

En conjunto, esta unidad se ha depositado en un ambiente de plataforma submareal somera, bien oxigenada y con intensa producción de carbonatos, en la que pueden distinguirse subambientes de alta energía constituidos por sistemas de barras y canales que protegen a subambientes de baja energía de tipo *lagoon* en el que existe abundante fango calcáreo, el cual puede ser atrapado por organismos tales como los corales ramosos y aglutinados por algas, para llegar a la construcción de montículos arrecifales de fango de dimensiones relativamente importantes.

Su datación como Kimmeridgiense-Portlandiense se realiza a partir de la siguiente asociación:

Rectocyclammina chouberti, HOTT; *Pseudocyclammina* cf. *parvula*; *Everticyclammina* cf. *virguliana*; *Conicospirillina* cf. *basiliensis*; *Cladocopsis mirabilis*; *Thaumatoporella parvoversiculifera*; *Permocalculus inopinatus*; *Pseudocyclammina* Gr. *Parvula-muluchensis*; *Salpingoporella* cf. *annulata*, CAROZZI; S. cf. *Johnsoni* (RADOICK); *Nautiloculina oolithica*; *Feurtillia frequens*; *Macroporella espichelensis*; *Eggerella* sp.; *Gaudryna* sp.

1.8. CRETACICO

El sistema Cretácico está representado por la serie del Cretácico inferior que aflora en el cuadrante Noroccidental de la hoja, entre la localidad de Aguilón y el pantano de las Torcas, así como en el borde Norte a la altura de la carretera entre Villanueva de Huerva y Aguilón (fuera de la hoja).

Se han levantado dos perfiles: el primero, en el cauce del río Huerva, en el borde Norte de la hoja, próximo a Villanueva de Huerva, donde se han medido 145-150 m. de una unidad arenosa inferior y 130 m. correspondientes a una unidad superior constituida por calizas tableadas. Otro

perfil se ha levantado en la localidad de Aguilón, a lo largo de la carretera, desde la misma escuela hasta después de los últimos almacenes en la salida hacia Herrera de los Navarros. En este perfil sólo se observa la unidad superior de calizas, que aquí se presenta como alternancia fina de calizas y margas, en la que se han medido 150 m.

1.8.1. Arenas, areniscas y arcillas, calizas tableadas y alternancia de calizas y margas (23). Cretácico inferior (Facies Weald)

Sobre la última unidad del Jurásico, de calizas con ostrácodos, se sitúa en esta región una potente unidad arenosa que en principio atribuímos a F. WEALD y que está constituida por una sucesión de areniscas y arcillas. Son areniscas en cuerpos canaliformes de bases erosivas con *lags* conglomeráticos, cicatrices internas, granoselección positiva, laminación cruzada debida a *ripples* y laminación paralela. Sobre estos cuerpos aparecen potentes tramos lutíticos. Su potencia parece estar sometida a grandes variaciones. En Villanueva se han medido 150 m.

En esta unidad, en la que se aprecian cuerpos de barras longitudinales con estratificación sigmoidal, más abundantes hacia la mitad y el techo de la serie, muestra la existencia de un medio deltaico somero en el que son frecuentes tramos canalizados con estructuras de corrientes mareales. Por otra parte, hay que destacar la existencia de cuerpos canalizados que a techo presentan un fuerte espesor de estratificación *climbbing*.

En el primer caso se trata de calizas en las que se reconocen texturas aflora una unidad carbonatada que aparece como calizas tableadas en Villanueva de Huerva y como alternancia de calizas y margas en Aguilón.

En el primer caso se trata de calizas en las que se reconocen texturas *mudstone* y *wackstone* con abundante bioturbación de raíces que a veces provoca un aspecto noduloso o brechoide. Se observan igualmente laminaciones algales, estromatolitos, laminación irregular o paralela, superficies con *ripples* de oscilación, porosidad fenestral, cantos negros, cantos planos, grietas y brechas de desecación.

Estas facies aparecen ordenadas en secuencias (Fig. 9a) de 0,5 m. de espesor, de calizas, generalmente tableadas. En éstas se suceden las estructuras, pudiendo aparecer los cantos planos o negros arrastrados sobre una superficie irregular en la base, sobre la que tiene lugar el desarrollo de laminaciones y crecimientos algales, y a techo la colonización vegetal (raíces) y la exposición subaérea (porosidad, brechas, etc.).

Se interpretan como depósitos de áreas lacustres, poco profundas y con extensas márgenes muy colonizadas por vegetales que paulatinamente progradan sobre las partes centrales hasta su colmatación, cons-

tituyendo áreas palustres con desarrollo de suelos hidromorfos. Los términos basales tractivos representan el estadio de formación e instalación. El relleno intermedio queda representado por micritas laminadas con estromatolitos. En esta etapa se reduce la lámina de agua, apareciendo las superficies con *ripples* de oscilación. La colmatación de la charca provoca la aparición de colonización vegetal y suelos hidromorfos. La interrupción la señalan los encostramientos y grietas arcillosas en el techo.

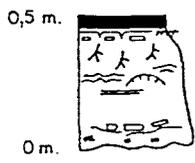
En el segundo caso, representado en la serie de Escuela de Aguilón, se trata de una sucesión alternante de calizas y margas. Se reconocen texturas generalmente *mudstone* y *wackstone*, ocasionalmente *packstone* e incluso *grainstone*, su estratificación es fina y de aspecto tableado. Los estratos se muestran generalmente con los planos de estratificación horizontales y paralelos, aunque ocasionalmente pueden aparecer con estratificación irregular con acuñamientos laterales o con estratificación ondulada o nodulosa.

Las estructuras sedimentarias que pueden observarse son: Laminaciones paralelas y *ripples* de oscilación. En la unidad inferior de la sucesión se observa estratificación cruzada y laminación cruzada de bajo ángulo. También se reconocen laminaciones de algas y crecimientos estromatolíticos, niveles de acumulación y *rills* bioclásticos. La bioturbación es poco patente y de poca intensidad, se han identificado algunos niveles con pistas horizontales, también se han reconocido porosidad fenestral y *tepees*, así como grietas de desecación, en algún caso acompañado de brechas y frecuentes niveles ferruginosos de interrupción.

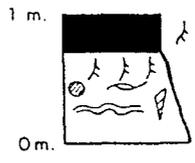
Se han reconocido igualmente niveles con nódulos de sílex, y su contenido fósil corresponde a una presencia casi constante de ostrácodos y algas Cianofíceas, bioclastos concentrados en niveles delgados de bases erosivas, alguna charácea y gasterópodos.

El análisis sedimentológico pone de manifiesto la existencia de distintas agrupaciones de facies en secuencias, y de éstas en ciclos. Cada una de las secuencias (o grupo de secuencias-ciclos) tiene características propias y son debidas a distintos procesos (Fig. 9).

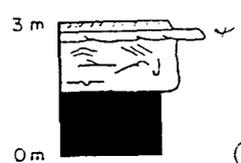
- Un primer tipo de secuencia, situada en la base de la sucesión, muestra una parte inferior con laminaciones de algas y porosidad fenestral, a continuación están las calizas micríticas con desarrollo de suelos hidromorfos y a techo margas con huellas de raíces. Representan las condiciones lacustre-palustres (Fig. 9b).
- El siguiente tipo de secuencia, que se identifica igualmente en la mitad inferior del perfil, presenta una ordenación marga-caliza, y en las calizas se observan estratificación cruzada planar y de bajo ángulo, laminación cruzada y *ripples* de oscilación. A techo aparecen niveles de *grainstone* con bases erosivas y bioclastos



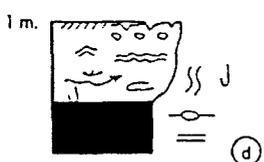
(a)



(b)



(c)



(d)



(e)

Fig. 9.- Secuencias del Cretacico inferior de Villanueva de Huerva (a) y Aguilón (b, c, d, e)

y/o rills bioclásticos, culminando con un nivel ferruginoso. Se interpretan como depósitos supramareales de agua dulce, charcas o marismas, con ocasional efecto de tormentas (Fig. 9c).

- El siguiente ciclo lo componen un conjunto de secuencias métricas, ordenadas marga-caliza. Las margas son laminadas y nodulosas. Las calizas *mudstone-wackstone*, con pistas, Ostrácodos, Algas y huellas de desecación y ferruginización. Corresponden a depósitos lacustres someros en una fase de colmatación (Fig. 9d).
- En el tercio superior de la sucesión se desarrollan secuencias similares, pero con la intercalación en las margas de marisma supramareal, finos niveles de removilización y acumulación bioclástica que señalan nuevamente el efecto de tempestades (Fig. 9e).
- El ciclo correspondiente a los últimos metros de la sucesión mantiene características similares a las descritas, esto es, de relleno de charcas o marismas en condiciones de agua dulce y situación costera con los niveles de removilización debidas a tormentas, mostrando fauna y características marinas.

La sucesión, pues, parece corresponder a depósitos en condiciones supramareales de agua dulce y costeras, charca o marismas, en las que de unas condiciones palustres de colmatación se pasa a etapas de relleno que hacia techo van dejando progresivamente sentir la influencia marina.

Las mejores determinaciones de fauna se realizan en los levigados de la serie Escuela de Aguilón reconociéndose:

Theriosynoecum aff. *fittoni* (MANTELL), *Darwinula leguminella*, *Cypridea tumescens* (AND.), *C. brevirostrata*, *C. bispinosa bimammata* (HARBORT), *Cyprione oblonga* (ROEMERS), *Neocytheridea* sp., *Macrodentina (Dictyocythere)* sp., *Fabanella* sp.

Esta asociación permite datar la unidad como Cretácico inferior en facies Weald.

1.9. TERCIARIO

Los materiales terciarios de la hoja de Azuara se sitúan en el borde meridional de la Depresión del Ebro y pertenecen al Paleógeno y Neógeno.

Los materiales paleógenos afloran en el sector noroccidental de la hoja entre el Pantano de las Torcas y Tosos. El Neógeno representa las tres cuartas partes del conjunto de la hoja, ocupando la mitad septentrional y oriental de la misma.

Ambos están integrados por sedimentos detríticos y carbonatados, correspondiendo a sedimentación en medios aluviales y lacustres.

En el sector del Pantano de las Torcas, PÉREZ *et al.* (1985) diferencian tres unidades tectosedimentarias complejas en el sentido de MEGÍAS (1982) que denominan como unidad inferior, media y superior, estableciendo la correlación entre estas unidades y las definidas en las cuencas de Montalbán y Alloza.

1.9.1. Paleógeno

En el ámbito de la hoja se puede precisar dentro del Paleógeno una unidad (24) como Paleoceno, mientras que para el resto de las unidades cartografiadas (25, 26, 27) sólo podemos atribuir sin mayores precisiones una edad Paleógeno correspondiéndose con la U.T.S. T₄ definida en Montalbán.

Sus afloramientos quedan restringidos al Pantano de las Torcas y proximidades de Tosos.

1.9.1.1. **Conglomerados, arcillas rojas y calizas con «Vidaliella» (24). Paleógeno**

Aflora esta unidad en una estrecha banda «pinzada» entre cabalgamientos, es decir, cabalgada por el Cretácico y cabalgante sobre unidades superiores, al Norte de la estructura Mesozoica entre Tosos y Valdeaguilón. En esta formación se ha levantado la columna sedimentológica 05, Tosos (doc. complementaria).

Las litofacies lutíticas aparecen en niveles de unos 10 m. de potencia, presentando abundante desarrollo de *microcodium* y nódulos carbonatados de origen edáfico.

Los conglomerados, que integran los 5 m. basales del conjunto cartográfico son de aspecto masivo. Están formados por cantos calizos y algún canto arenoso de 15 a 20 cm. de centilo, muy heterométricos y subángulosos. La textura es granosostenida con abundante matriz microconglomerática de cantos igualmente calizos y algunos de cuarcita y desarrollo importante de *microcodium* que constituye una especie de cemento para el conglomerado.

Las litofacies conglomeráticas también pueden aparecer como un depósito residual que pasa insensiblemente a calizas de color gris-rosáceo. Son calizas nodulosas con fauna de *Vidaliella gerundensis* y desarrollo importante de niveles discontinuos de sílex. En lámina delgada aparecen constituidas por una abundante matriz micrítica parcialmente recristalizada, que engloba granos de cuarzo, fragmentos de *microcodium*, cantos ferruginosos, intraclastos calcáreos con una envuelta esparítica e intraclastos de aspecto oxidado, formados por micrita con granos de cuar-

zo. Corresponden a intramicritas con fósiles y granos de cuarzo, *wackstone*.

En la zona de Valdeaguilón las litofacies lutíticas se presentan como limos y arcillas masivas de color anaranjado. Entre ellos aparecen escasos depósitos conglomeráticos de 0,30 a 0,50 m. de potencia, constituidos por clastos calizos (95 %) y cuarcíticos, angulosos, con centilos de unos 7 cm., textura granosostenida y abundante matriz arcillosa. Estos conglomerados se presentan en niveles discontinuos e irregulares.

Sedimentológicamente, se trata de llanuras aluviales con desarrollo de horizontes edáficos que son denominados como *flood-plain paleosol* por FREYTET y PLAZIAT (1928), asociadas a las cuales existían zonas con características propias de ambientes palustres.

Estas llanuras aluviales pueden ser atravesadas por corrientes acuosas que dan lugar a los depósitos conglomeráticos antes descritos.

En la zona de Valdeaguilón serían partes distales de sistemas aluviales, los cuales se ven afectadas por inundaciones periódicas de arroyadas en manto (*sheet-floods*), que dan lugar a llanuras lutíticas; ocasionalmente, estas llanuras pueden ser atravesadas por corrientes más energéticas y efímeras, originando los lóbulos de gravas que aparecen dispersos entre las facies lutíticas.

En los niveles lutíticos y carbonatados aparece *microcodium* y *Vidaliella gerundensis*, que por similitud de facies se pueden correlacionar con el Paleoceno de otros sectores de la Cordillera Ibérica y borde Sur del Valle del Ebro (CANEROT, 1974; COLOMBO, 1980; CABRERA, 1983). GONZÁLEZ *et al.* (1984) reconocen esta misma asociación en la U.T.S. definida como T₁ en la cubeta de Alloza.

Por tanto, es posible atribuir estos materiales al Paleoceno y establecer una posible equivalencia con la U.T.S. T₁ de los autores mencionados.

1.9.1.2. **Arcillas, conglomerados y calizas (25). Paleógeno**

Aflora en una banda entre Tosos y Valdeaguilón por el Paleoceno y en paraconformidad con los niveles conglomeráticos superiores. Aflora con mayor extensión y formando un suave anticlinal de eje NE-SO, en la margen occidental del Pantano de las Torcas.

Se han realizado en la unidad las series 05, Tosos, y 07, Barranco del Santo.

Las megasecuencias granodecrecientes que forman la unidad se inician con depósitos conglomeráticos y areniscosos con intercalaciones lutíticas.

Los conglomerados son de color marrón, de cantos cuarcíticos en un 80 % y el resto calizos y areniscosos, con centilos de unos 20 cm., su-

bredondeados a bien redondeados, textura granosostenida y abundante matriz arenosa. Son masivos, con imbricación de cantos y granodecrecimiento; ocasionalmente presentan estratificación cruzada planar.

Las litofacies arenosas son de color marrón-amarillento, consisten en areniscas silíceas de grano grueso masivas o con estratificación cruzada en surco, ocasionalmente pueden presentar estratificación cruzada planar y fuerte bioturbación.

Las lutitas son de color rojo-anaranjado y se presentan masivas.

Sobre este primer conjunto, la unidad continúa con un desarrollo importante de lutitas de color rojo y pardo-anaranjado con algunas intercalaciones de areniscas, conglomerados y niveles carbonatados (tramos 3 al 9 y tramo 12 de la serie 07, y tramos 17 al 28 de la serie perfil 05 (doc. complementaria).

En los niveles carbonatados se trata de calizas margosas de color blanco y marrón claro, que en lámina delgada se describen como micritas con escasas recristalizaciones esparíticas y microesparíticas y algún grano de cuarzo. En sección pulida se observan huecos alineados y subparalelos a la estratificación que en ocasiones conservan restos de marga.

Sedimentológicamente, el conjunto conglomerático basal de la secuencia nos sitúa en un ambiente de barras longitudinales dentro de un sistema de cursos *braided* (MCGOWEN y GROAT, 1971; EYNON y WALKER, 1974), representando las facies de conglomerados masivos los núcleos de barras que muy raramente desarrollan frentes de avalancha.

Los términos de arenas masivas son fácilmente asimilables a arenas con laminación horizontal y pueden originarse bajo una lámina de agua de reducida profundidad y alta energía; estas condiciones se producirían en los momentos de descenso del flujo, cuando los techos de las barras son cubiertos por una película de agua y antes de quedar totalmente emergidas.

Las arenas con estratificación cruzada en surco representan la migración de *mega-ripples*.

La evolución granodecreciente de la secuencia representa la migración gradual del sistema activo. La antigua área activa sólo es recubierta ahora en época de inundación máxima, dando lugar a las facies lutíticas con las que termina la secuencia y que representan la llanura de inundación del sistema *braided*.

La relación conglomerado-lutita nos sitúa en sectores medios de abanicos aluviales.

1.9.1.3. **Conglomerados y calizas blancas (26). Paleógeno**

Se ha separado cartográficamente esta unidad a pesar de que otros autores la consideran como un ciclo granocreciente sobre la unidad cartográfica anterior. Se ha adoptado como criterio para esta diferenciación la existencia de una discordancia angular entre los niveles carbonatados de esta unidad y niveles similares a techo de la anterior; esta discordancia se puede intuir también en el Pantano de las Torcas y se ve reforzado por la presencia de un nivel conglomerático erosivo sobre la caliza de la unidad anterior.

Aflora en la margen derecha del Pantano de las Torcas, con suave buzamiento hacia el S-SE y al Norte de Tosos, a lo largo del Río Huerva, y se aprecia un cambio de facies hacia el Norte a términos lutíticos y calcáreos, que se ha cartografiado independientemente (unidad 27).

Inmediatamente sobre los depósitos carbonatados con que termina la unidad anterior (25), se reconocen conglomerados de color marrón constituidos por cantos cuarcíticos (80 %) y calizas redondeados a bien redondeados con centilos de unos 15 cm. La textura es granosostenida con abundante matriz arenosa. Estos conglomerados se presentan en niveles de aproximadamente 1 m. de potencia separados por superficies erosivas; son masivos, ocasionalmente los cantos imbricados se ordenan dibujando una estratificación cruzada planar con láminas de muy baja inclinación. A veces, festoneando la superficie erosiva basal aparecen cantos sin matriz.

Existen intercalaciones de areniscas que no superan los 10 cm. de potencia.

Igualmente, en el Pantano de las Torcas (tramo 2, serie 08, doc. complementaria) existen 50 m. de lutitas anaranjadas y ocres con intercalaciones de calizas arenosas y margas.

Estos depósitos se interpretan como un conjunto de barras longitudinales sin frentes de avalancha o pobremente desarrollados. Las areniscas se corresponden con depósitos de flujos descendentes durante la acreción vertical de las barras.

La interestratificación de estos depósitos sobre las facies carbonatadas y su brusca superposición supone una rápida progradación del dispositivo sedimentario con la neta superposición de facies aluviales sobre depósitos lacustres y palustres.

Esta progradación se pone todavía más de manifiesto en los afloramientos de esta unidad situados en la vertiente derecha del Río Huerva, aguas arriba del Pantano de las Torcas, y en las proximidades de Tosos.

Esta unidad estaría incluida en la U.T.S. T₄, a la que se atribuye edad Paleógeno (Oligoceno superior-Mioceno inferior?) en base al yacimiento de vertebrados de Villanueva de Huerva.

1.9.1.4. **Calizas blancas (27). Paleógeno**

Se interpretan estas calizas como cambio lateral de facies hacia zonas distales de los abanicos aluviales de la unidad anterior (26) y afloran únicamente al Norte de Tosos, en las márgenes del Río Huerva.

Se trata de calizas margosas blancas que en lámina delgada aparecen como micritas con alguna recristalización esparítica o microesparítica.

En otros casos son calizas nodulosas de color blanco-rosáceo y amarillento que en lámina delgada son micritas con escasos granos de cuarzo. Esta micrita aparece formando nódulos diferenciados por grietas curvas y rodeadas de una envuelta esparítica, o bien se presenta como intraclastos de tonos más oscuros dispersos en una matriz micrítica. Se reconocen formas lenticulares muy cementadas que pueden ser pseudomorfos de yeso.

Sedimentológicamente corresponderían estos depósitos a sectores distales, donde se desarrollan áreas lacustres marginales en las que el proceso principal es la decantación de lodos carbonatados y el crecimiento de tapices algales, dando lugar a lutitas con carbonatos y micritas con porosidad fenestral. Periódicamente se producen desecaciones del lago, momentos durante los cuales se superponen procesos pedogénicos, dando lugar a la nodulización de las calizas.

Se atribuye a esta unidad cartográfica edad Paleógeno con los mismos criterios que a las unidades anteriores.

1.9.2. **Neógeno**

Ocupa más del 60 % de la superficie cartografiada y comprende las unidades (28, 29, 30) del Mioceno en sus distintas facies y la unidad (31) de areniscas y calizas con Gasterópodos que ha podido datarse como Mioceno superior-Plioceno, si bien su extensión al Plioceno puede resultar dudosa.

1.9.2.1. **Mioceno**

Se han cartografiado con criterios puramente litológicos tres unidades dentro del Mioceno, que forman la unidad tectosedimentaria media, designada como T_5 en la cuenca del Montalbán.

Se separa una unidad conglomerática (28), unidad inferior o proximal, una unidad areno-arcillosa (27) que sería la unidad media y una margo-calcárea (28) que sería la unidad superior o distal.

La distribución en la hoja es tal que la unidad conglomerática ocupa

dentro del Terciario más del 70 %, mientras que hacia el Noreste de la hoja las unidades medias y distales van ocupando una menor proporción.

1.9.2.1.1. *Conglomerados cuarcíticos y calcáreos (28). Mioceno*

Esta unidad ocupa más de la mitad de la superficie de la hoja, extendiéndose por el ángulo Noroeste y en un amplio espacio entre Aguilón, Herrera de los Navarros y Azuara, hasta el límite con la hoja de Moyuela (466).

Aparece en discordancia angular con unidades inferiores en dispositivo *onlap*.

En el Pantano de las Torcas está integrada por conglomerados de color gris constituidos por cantos y bloques de calizas (95 %) y cuarcíticos, con centilos de unos 30 cm., subangulosos y subredondeados, muy heterométricos y con matriz arcillosa escasa o ausente.

En Aguilón y Tosos estas facies están formadas por cantos cuarcíticos (80-90 %) y escasos cantos calizos, con centilos de unos 20 cm., muy angulosos y de baja esfericidad, con abundante matriz limosa y cementación variable, en ocasiones escasa o nula.

En ambos casos tienen textura granosostenida, se presentan masivos, muy desorganizados, reconociéndose como cuerpos de más de un metro, separados por superficies erosivas planares o irregulares.

Pueden existir intercalaciones lutíticas con cantos dispersos y también niveles centimétricos de origen edáfico cementando el techo de los depósitos conglomeráticos.

La composición de los conglomerados (cantos calizos y cuarcíticos) varía en función de su procedencia (Paleozoico de la Sierra de Herrera o relieves jurásicos situados al Sur y Sureste). Así, en las Ventas de Herrera son cantos predominantemente cuarcíticos muy angulosos, mientras que en los sectores de Galán y El Pozo, situados al SE de la hoja, son cantos casi exclusivamente calizos.

En todos los casos son conglomerados con textura granosostenida, matriz arenosa escasa, presentándose los cantos subangulosos y subredondeados y con centilos entre 20 y 30 cm.

Las condiciones de afloramiento son muy deficientes, si bien al Sur de Azuara se describen unidades conglomeráticas de geometría canaliforme de 0,70 a 1,5 m. de potencia y 2,5 m. de amplitud que aparecen aislados entre la lutita, o bien formando unidades tabulares originadas por la coalescencia de varios cuerpos individuales separados por superficies erosivas canaliformes (Fig. 10).

Se interpretan como un sistema de canales que transportaban elevada carga de sedimento, excesiva para su capacidad, lo que determina su

rápido relleno y la excavación de otro nuevo sistema sobre el anterior. El resultado es una rápida agradación que favorece el desplazamiento lateral, dando lugar a las unidades conglomeráticas con geometría tabular antes descrita. BLUCK (1967) y STEEL (1974) describen depósitos antiguos semejantes, interpretándolos como *braided stream*.

Facies conglomeráticas semejantes han sido descritas por MIALL (1979); MCGOWEN y GROAT (1971) y BOOTHROYD y ASHLEY (1975) en áreas proximales de abanicos aluviales.

Las intercalaciones lutíticas pueden reflejar variaciones energéticas en las condiciones del flujo o sectores inactivos del sistema.

El desarrollo de niveles de caliche evidencia igualmente sectores inactivos con períodos de no sedimentación detrítica.

Las paleocorrientes medidas ponen de manifiesto un área fuente situada al Sur del Pantano de las Torcas, es decir, la actual Sierra de Herrera.

Esta unidad es la definida como «unidad media» por PÉREZ *et al.* (1985) en el sector del Pantano de las Torcas y datada como Aragonienense en base al yacimiento de vertebrados de Villanueva de Huerva.

1.9.2.1.2. Areniscas, arcillas y niveles de conglomerados (29). Mioceno

Aflora en la zona Centro-Noreste de la hoja, y dada su naturaleza arcillo-arenosa su observación en detalle es difícil.

Litológicamente, se trata de lutitas rojas y anaranjadas con niveles de areniscas de grano medio a fino, cementadas, masivas o con laminación horizontal que dan unidades métricas donde es difícil distinguir niveles de geometría menor. Los niveles de conglomerados, que se pueden distinguir en algún barranco, son masivos o con estratificación cruzada en surcos y pasan lateralmente y hacia techo a areniscas de grano grueso. Ocasionalmente se presentan niveles de conglomerados discontinuos de 30 a 40 cm. en las lutitas.

La sedimentación predominantemente terrígena correspondería a la llanura aluvial lutítica de los sectores más alejados del abanico y se realizaría por flujos acuosos en manto (*sheet-floods*) de escasa profundidad y con tendencia a perder paulatinamente competencia.

Ocasionalmente la llanura aluvial es atravesada por corrientes más energéticas y localizadas en una red menos densa de canales que originan los depósitos conglomeráticos canalizados y evidencian una facies más distal del abanico.

Se le atribuye edad Mioceno porque se identifican sus facies con las de la unidad tectosedimentaria media T₅.

1.9.2.1.3. *Calizas tableadas blancas y margas grises (30). Mioceno*

Afloran exclusivamente en el extremo Noroeste de la hoja adosadas a los relieves jurásicos y su potencia total no sobrepasa los 60 m.

Sobre unos niveles de arcillas rojas y ocreas que pertenecerían a la unidad anterior se encuentra una sucesión de margas grises y verdes a las que se superponen calizas blancas.

Las margas grises presentan localmente niveles negros con abundante materia orgánica que no superan los 15 cm. y hacia el techo intercalan niveles de calizas lacustres de algunos centímetros y gran continuidad lateral.

Los niveles calcáreos son margosos, presentan bioturbación intensa, probablemente raíces, Gasterópodos y un desarrollo importante de laminación algal en la que se observan estructuras de «escape de agua».

Sedimentológicamente, estas características corresponden a lagunas poco profundas con gran desarrollo de vegetación y periódicas variaciones del nivel de las aguas. En los periódicos de desecación se producirían las brechificaciones que se observan a techo de las secuencias.

Se trata, por tanto, de facies distales de los abanicos aluviales que se atribuyen al Mioceno.

1.9.2.2. *Tránsito Mioceno-Plioceno*

Se ha cartografiado independientemente una unidad (31), que aunque no tiene una gran extensión tiene sus características propias y ha sido posible datarla como Aragoniense-Plioceno y se correspondería con la U.T.S. T₆, definida por PÉREZ *et al.* (1985) en el Pantano de las Torcas.

1.9.2.2.1. *Calizas, areniscas y niveles de conglomerados (31). Mioceno superior-Plioceno*

Aflora en el vértice SE, paraje La Magdalena, y en el NO, paraje del Artigazo-Eras de Tosos, y se ha levantado la columna 12 (complementaria).

Se inicia la unidad con depósitos conglomeráticos y lutíticos. Los conglomerados son de color gris y están constituidos por cantos calizos (95 %) subredondeados, de unos 20 cm. de centilo, textura granosostenida, y con matriz arenosa escasa o ausente, geometría canaliforme en cuerpos de 0,5 a 2,5 m. de potencia y de uno a varios metros de amplitud. En el techo de estos canales se desarrolla un nivel carbonatado de unos 10 cm. de potencia, con laminaciones onduladas de origen algal;

lateralmente estos conglomerados están relacionados con litofacies lutíticas con bioturbación y desarrollo importante de nódulos carbonatados.

Sobre ellos se desarrolla un intervalo lutítico (arcilloso y margoso) de color blanco-verdoso y negro, con abundantes acumulaciones de fragmentos de gasterópodos, huesos de vertebrados, charáceas, ostrácodos y foraminíferos, así como bioturbación por raíces.

La unidad continúa con un importante desarrollo de calcarenitas de color amarillo y calcirruditas bioclásticas blancas.

Las calcarenitas aparecen en niveles de 2 a 15 cm. de potencia. Presentan laminaciones horizontales, *ripples* de oscilación, de corriente, estructuras de carga, así como *megaflaser* y posibles estratificaciones tipo *hummocky*, bioturbación por raíces y pistas de gusanos. Alternando con las areniscas aparecen lutitas laminadas de color negro y amarillo.

Las litofacies descritas como calcirruditas bioclásticas presentan estratificación irregular, a veces con geometrías lenticulares o plano-conexas, y aparecen en intervalos métricos integrados a su vez por unidades de unos 0,50 m. de potencia. Internamente presentan laminación inclinada de bajo ángulo.

En el sector de la Ermita de la Magdalena la unidad presenta un tramo intermedio integrado por margas grises y negras con restos de peces, charáces y foraminíferos. En este lugar la unidad culmina con un intervalo de calcarenitas amarillas con intercalaciones de calizas con gasterópodos. Presentan laminación horizontal, laminación inclinada y *ripples* de oscilación.

El conjunto conglomerático inicial se interpreta como una llanura lutítica atravesada por canales dispersos. Los niveles lutíticos con acumulación de fauna serían depósitos en áreas marginales lacustres con abundante vegetación.

En el resto de la unidad las estructuras reconocidas indican condiciones alternantes de flujos muy energéticos y períodos de baja energía, con una organización que en ocasiones puede referirse a turbiditas.

El conjunto de litofacies de calcarenitas y calcirruditas se interpreta como la sedimentación en un medio lacustre con una dinámica muy acusada de oleaje.

Se corresponde con la «unidad superior» definida por PÉREZ *et al.* (1985) en el sector del Pantano de las Torcas, atribuyéndole una edad Aragoniense superior-Plioceno.

En el perfil levantado en esta unidad dentro de la hoja de Azuara se han reconocido restos de Charáceas tales como *Chara aff. rochetti*, *Cardona aff. mérica* y *Cardona sp.*; Gasterópodos del género *Planorbis*, *Helix* e *Hydrobia*; Foraminíferos (*Ammonia Beccarii tépida*); así como Ostrácodos, restos de peces y huesos de Vertebrados.

Entre los restos de peces se han encontrado restos de dientes farín-

geos de peces dulceacuícolas tipo *Barbus*, *Rutilus* y *Ciprinidae*, y entre los huesos y dientes: molar M₃ izquierdo de *Megacricetodon* cf. *minor*, molar M₃ izquierdo de *Cricetodon* sp., molar M₂ inferior de *Fahlbuschia* cf. *darocensis*, falange de lagomorfo *Ochotonidae* *metápodo* y falange de *Caenotherium*.

1.10. TRANSITO TERCIARIO-CUATERNARIO

Se considera dentro de este apartado la formación tipo «raña», que se desarrolla sobre el Terciario en el Centro-Oeste de la hoja.

1.10.1. Arcillas pardas con cantos y bloques de cuarcita (32). Plio-cuaternario

Aflora esta unidad coronando los relieves del centro de la hoja entre El Navallo Nuevo y Herrera de los Navarros, con una extensión de más de 18 km² y unos pequeños retazos sobre el Paleozoico del vértice SO de la hoja.

Está constituida esta unidad por un conjunto de arcillas pardas y ocres que engloba cantos fundamentalmente cuarcíticos heterométricos y redondeados, así como bloques que alcanzan los 50 cm., todo ello en un conjunto caótico sin estructuración interna.

Su morfología, a modo de gran abanico, con el ápice 2 km. al Oeste de Herrera de los Navarros y desarrollo en dirección N-NE, así como su litología, indican que su origen está en el desmantelamiento de los relieves Paleozoicos.

Respecto a su edad, no se pueden dar grandes precisiones, aunque sí es posible indicar que su formación corresponde a los movimientos pliocuaternarios posteriores a los de arrasamiento que tuvieron lugar entre el Aragoniense y finales del Rusciense.

1.10.2. Derrubios de ladera (33). Plio-cuaternario

Se ha diferenciado cartográficamente esta unidad por la gran extensión que ocupa y lo espectacular de su afloramiento. Se desarrolla el derrubio en dirección E-O a partir de los relieves paleozoicos y adosado a la Formación Cuarcita Armoricana y recubriendo las facies proximales del Mioceno. Se localiza al Sur de Herrera de los Navarros.

Litológicamente, es una masa caótica de arcillas pardas con cantos fundamentalmente cuarcíticos, heterométricos y poco redondeados.

Su origen está claramente relacionado con la denudación de los re-

lieves vecinos en un proceso rápido, coincidiendo con la modificación de los relieves preexistentes por fenómenos tectónicos.

Al igual que con la formación anterior (32), su ubicación en el tiempo ha de ser posterior a las etapas de arrasamientos pliocenas, por lo que con carácter general se consideran estos depósitos como Plio-cuaternarios.

1.11. CUATERNARIO

Los afloramientos cuaternarios de la hoja de Azuara tienen escasa importancia y únicamente merecen una mención especial los aluviales y terrazas del Río Cámaras; no obstante, se han separado cartográficamente también pequeños conos de deyección y se han englobado como cuaternario indiferenciado aquellas zonas recubiertas que no presentan una morfología característica de terrazas o de conos (37).

1.11.1. Terrazas. Arcillas con cantos (34)

Aunque a lo largo del Río Huerva existe un nivel bastante constante en la margen derecha, a la altura de Tosos, se ha incluido como aluvial para simplificar la cartografía.

Se han señalado las dos terrazas más significativas del Río Cámaras, que alcanzan su mejor desarrollo en la margen izquierda, unos kilómetros aguas arriba de Azuara.

Están constituidas por cantos y bloques de cuarcita y caliza en menor proporción, englobados en una matriz areno-arcillosa. Los bloques llegan a alcanzar los 30 cm.

El escarpe entre las dos terrazas diferenciadas no sobrepasa los ocho metros.

1.11.2. Conos de deyección (35)

Los únicos que presentan algún interés son los desarrollados junto a Vistabella, al Oeste de la hoja, que presentan una morfología típica de abanico y se derraman sobre el aluvial del Río Huerva.

Su origen y el material de que están compuestos están íntimamente ligados al desmantelamiento de los relieves paleozoicos próximos.

1.11.3. Aluvial. Gravas y bloques (36)

Se desarrolla tanto en el Río Huerva como en el Cámaras. En el primero tiene un menor desarrollo al discurrir encajado. En el segundo la llanura aluvial se amplía al presentar el río un trazado *braided*, sobre todo a partir de su recorrido a través de los materiales terciarios.

En ambos casos se trata de gravas gruesas y bloques de hasta un metro mezclados en algunas zonas con arenas y perfectamente lavados en otras. El Río Cámaras erosiona su margen derecha preferentemente, por lo que el aluvial tiene un mayor desarrollo en su margen izquierda y esto queda reflejado también en la formación de las terrazas y en los fuertes escarpes que ha provocado en los materiales terciarios de la margen derecha.

1.11.4. Cuaternario indiferenciado (37)

Se ha representado como Cuaternario indiferenciado los depósitos existentes en las proximidades del Embalse de las Torcas y de una pequeña cubeta en el ángulo suroccidental de la hoja.

Corresponden a depósitos constituidos por limos, gravas y arcillas, de colores pardos que rellenan pequeñas fosas.

En general son depósitos originados a partir de procesos coluviales y eluviales.

2. TECTONICA

2.1. TECTONICA REGIONAL

El área comprendida en la hoja de Azuara se encuentra situada estructuralmente en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, aunque parte de su territorio está ocupado por depósitos terciarios postorogénicos ligados a la Cuenca del Ebro.

La Cordillera Ibérica fue clasificada por JULIVERT *et al.* (1974) como una cadena de tipo intermedio entre las áreas de plataforma y los orógenos alpinos ortotectónicos, pues a pesar de la a veces intensa deformación de los materiales mesozoicos y terciarios, no presenta las características de orógeno alpino propiamente dicho, al no tener ni su evolución sedimentaria ni su estilo tectónico. Carece además de metamorfismo alpino y la actividad magmática, si bien presente (ofitas triásicas, vulcanismo jurásico), es ciertamente reducida.

El estilo tectónico del conjunto de la Cadena es de zócalo y cobertera,

y una de sus características esenciales es la presencia de dos grandes ciclos orogénicos diferentes: el Ciclo Hercínico, que estructuró los materiales paleozoicos del zócalo, y el Ciclo Alpino, que afectó tanto al zócalo como a la cubierta sedimentaria mesozoico terciaria.

Las características estratigráficas y tectónicas de los afloramientos paleozoicos y localmente precámbricos de la Cordillera Ibérica permiten considerarlos como prolongación hacia el SE de la zona Astur-Occidental Leonesa (JULIVERT *et al.*, 1972) del Macizo Hespérico. Tectónicamente, el rasgo más importante es la presencia de una fase de plegamiento principal que desarrolla las estructuras más visibles y la esquistosidad de plano axial dominante en toda la región. Las directrices estructurales dominantes son NNO-SSE, NO-SE o N-S. La vergencia de las estructuras es hacia el ENE, coherente con su situación dentro de la Cadena Hercínica Ibérica. Una segunda fase, que se manifiesta fundamentalmente mediante cabalgamientos y fallas inversas, tiene una representación local (CAPOTE y GONZÁLEZ LODEIRO, 1983).

El último episodio relacionado con el Ciclo Hercínico es una etapa de fracturación: la fracturación tardihercínica descrita por PARGA (1969) para el Macizo Hespérico y por ARTHAUD y MATTE (1975 y 1977) para el resto de Europa. Esta fracturación, de edad permocarbonífera, se relaciona con actividad magmática responsable de los vulcanismos pérmicos. Las fallas tardihercínicas, de direcciones principales NE-SO y NO-SE, son las que al reactivarse durante el Mesozoico controlaron la sedimentación y todavía durante la tectogénesis terciaria jugaron un papel importante.

En el Ciclo Alpino el conjunto de la Cordillera Ibérica o Cadena Celtibérica ha sido interpretada como una estructura de tipo aulacógeno (ALVARO *et al.*, 1978), desarrollada por distensión desde el Triás hasta finales del Jurásico. La individualización de la Cordillera Celtibérica tiene lugar a comienzos del Mesozoico, evolucionando como un graben complejo dispuesto transversalmente al margen bético-balear. Esta disposición estaba preconfigurada en cierto modo por la existencia de la trama de fracturas en el zócalo hercínico según las alineaciones NO-SE y NE-SO.

Durante el Triásico inferior y medio el aulacógeno celtibérico es un graben complejo de geometría controlada por las fracturas tardihercínicas que se rellena con sedimentos clásticos y se colmata con depósitos carbonatados de la facies *Muschelkalk*.

El Triás superior corresponde a la etapa de transición de un mecanismo de subsidencia por *rifting* a otro de subsidencia térmica, que se mantendrá hasta finales del Jurásico con sedimentación carbonatada.

El Cretácico inferior corresponde a un nuevo período de *rifting* en relación con la apertura del Golfo de Vizcaya. Dos etapas de actividad tectónica (movimientos neokiméricos y aústricos) introdujeron importantes cambios paleogeográficos relacionados con movimientos verticales. El

Cretácico superior es una época que corresponde al período de subsidencia térmica subsiguiente, reinstaurándose de nuevo la sedimentación carbonatada.

Durante el Paleógeno y el Mioceno inferior, la Cordillera Ibérica fue deformada por los esfuerzos compresivos transmitidos al interior de la Península Ibérica desde las zonas móviles pirenaica y bética. La deformación es polifásica y el estilo tectónico, de zócalo y cobertera. Hay evidencia, a escala de la Cadena, de tres fases de compresión de dirección NO-SE, NE-SO y ENE-OSO a NO-SE. Todas ellas dan lugar a macropliegues, cabalgamientos y microestructuras propias, principalmente juntas estilíticas, grietas de calcita y microdesgarres.

A partir del Mioceno medio la región estuvo sometida nuevamente a una tectónica extensional, con reactivación de las fallas preexistentes, formación de nuevas estructuras y sedimentación en fosas interiores y depresiones periféricas. Son frecuentes las huellas de actividad tectónica reciente en las fosas neógenas internas, siendo observables localmente señales de una relativamente intensa neotectónica intracuaternaria.

2.2. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

En el territorio que comprende la hoja de Azuara se diferencian tres dominios con características estructurales propias: el paleozoico de la Unidad de Herrera, el arco plegado de Belchite-Aguilón y los depósitos postorogénicos.

2.2.1. El dominio de terrenos paleozoicos de la Unidad de Herrera

Está situado en el sector Suroccidental de la hoja y comprende los materiales paleozoicos estructurados durante el Ciclo Hercínico.

Los materiales paleozoicos, cuarcitas y pizarras, fundamentalmente, abarcan varias formaciones cuya edad va desde el Cámbrico superior al Devónico inferior.

En los afloramientos paleozoicos de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica tradicionalmente se consideran dos unidades denominadas de Badules y de Herrera, separadas por un importante accidente, la falla de Datos (LOTZE, 1929; CARLS, 1962). Los terrenos paleozoicos de la hoja de Azuara están enclavados íntegramente en la mencionada en último lugar.

a) *Macroestructura*

La macroestructura principal existente en la hoja consiste en un pliegue anticlinal tumbado de dimensiones kilométricas y dirección subme-

ridiana, atribuible a la primera y principal fase de deformación hercínica. Los afloramientos Cámbricos y Ordovícicos situados en la transversal de Vistabella corresponden al flanco normal de esta estructura, que es vergente hacia el Este, mientras que los afloramientos de la formación Bádenas (Silúrico) por los que discurre la carretera de Luesma a Herrera están situados tal vez en el sinclinal subsiguiente.

Hacia el Este una falla N-S con movimiento normal y varios centenares de metros de salto eleva un bloque constituido de nuevo por materiales del Ordovícico inferior que tienen una disposición vertical o buzán ligeramente hacia el Este. Este bloque podría corresponder a la zona de charnela de otra estructura similar, elevada por efecto de una falla tardía.

b) *Pliegues*

La mayor parte de los pliegues existentes en los materiales paleozoicos corresponden a la fase principal de deformación hercínica de la región, que es la responsable de la macroestructura descrita. Además del gran anticlinal tumbado existen numerosos pliegues menores de orientación 20° a 170°, con inmersiones al Norte y al Sur (Fig. 10). En los tramos cuarcíticos y alternancias cambro-ordovícicas son pliegues concéntricos, a veces algo aplastados (clases 1A a 1C de RAMSAY), abiertos a cerrados, con charnelas agudas a veces algo engrosadas. Generalmente son asimétricos indicando vergencia hacia el Este con los planos axiales inclinados de 10 a 30° hacia el Oeste. Son cilíndricos a pequeña escala. Localmente hay desarrollo de *mullions* en los flancos. En las series predominantemente pelíticas del Silúrico los pliegues muestran una orientación análoga, aunque suelen aparecer más tumbados. Son cerrados a isoclinales, con charnelas agudas que pueden ser curvas. Pertenecen a las clases 1C a 2 de RAMSAY. Pueden desarrollar esquistosidad de plano axial y las disarmonías son frecuentes.

La apariencia cartográfica de domo del gran anticlinal tumbado se debe posiblemente a que está deformado por una segunda fase de plegamiento homooxial que generó pliegues erguidos. En zonas próximas son frecuentes los pliegues menores de dirección N-S y plano axial (ocasionalmente con esquistosidad) subvertical o ligeramente vergente hacia el Este, aunque no se han encontrado relaciones que permitan establecer si se trata de pliegues de primera fase verticalizados durante la segunda, o son pliegues de segunda fase.

Localmente en la formación Bádenas se han encontrado algunos pliegues menores de rumbo E-O, con fuerte inmersión, rectos o con vergencia hacia el Norte. Son pliegues concéntricos. Se atribuyen a una tercera fase de carácter débil y desarrollo local.

c) *Esquistosidad*

Los pliegues de primera fase localmente llevan asociada una esquistosidad de plano axial. Se trata de una esquistosidad de fractura desarrollada en los niveles pelíticos que adopta una posición tendida, buzando de 20° a 40° hacia el Oeste. La intersección con la estratificación origina una lineación de intersección con inmersión tanto hacia el Norte como hacia el Sur, paralela al eje de los pliegues de primera fase. Estas variaciones son atribuibles tanto a las deformaciones tardías como al carácter inhomogéneo de la deformación.

En los pliegues menores de fase tres, descritos anteriormente, también se desarrolla una esquistosidad de fractura de rumbo Este-Oeste y fuerte buzamiento hacia el Sur.

d) *Fracturas*

Los pliegues de primera fase con frecuencia presentan fallas inversas de bajo ángulo o cabalgamientos subparalelos al plano axial o a la esquistosidad, que no tienen expresión cartográfica en la hoja de Azuara. Estas fracturas se consideran relacionadas con la primera fase de deformación, siendo su desarrollo ligeramente posterior. Son correlacionables con estructuras similares de importancia regional (falla de Datos) y con los cabalgamientos de la denominada segunda fase por CAPOTE (1985) y CAPOTE y GONZÁLEZ-LODEIRO (1983).

A escala cartográfica existen además fracturas posteriores al plegamiento de direcciones N-S a NNO-SSE, NE-SO y NO-SE. La familia más importante es la de rumbo N-S. Se consideran generadas durante las etapas de fracturación tardihercínica y removilizadas repetidas veces durante el ciclo alpino.

2.2.2. **El dominio del arco plegado de Belchite-Aguilón**

Corresponde a una franja de dos a tres kilómetros de anchura y recorre de Este a Oeste el sector septentrional de la hoja, constituida por materiales mesozoicos y terciarios estructurados durante la Orogenia Alpina.

La estructura alpina de estos materiales, como la del conjunto de la Cordillera Ibérica está configurada por la naturaleza y disposición de los materiales que constituyen la serie sedimentaria y la secuencia y orientación de las fases de deformación que han afectado a este sector. Ambos factores controlan el estilo y la geometría de las estructuras visibles en la actualidad.

La zonación tectónica vertical de los materiales mesozoicos y terciarios de la hoja es común en todo el ámbito de la Cordillera: un *zócalo*

paleozoico compartimentado en bloques limitados por fallas tardihercínicas, un *tegumento* constituido por el Muschelkalk que presenta una tectónica de revestimiento por adaptación al zócalo con el que se comporta de manera solidaria, y un *nivel de despegue* regional constituido por las margas y evaporitas del Keuper, que individualiza el tegumento de la cobertera, permitiendo que éste deslice independientemente durante la estructuración. Una peculiaridad de este sector es la ausencia de la facies Buntsandstein formando parte del tegumento, al menos a nivel de afloramientos. Ello condiciona el comportamiento totalmente tegumentario de los carbonatos del Muschelkalk, que en otros lugares de la Cordillera presentan una tectónica intracrutánea.

La *cobertera* mesozoica es un conjunto esencialmente calcodolomítico de varios cientos de metros de espesor que se ha deformado esencialmente mediante flexión y fractura, originando pliegues, fallas inversas, cabalgamientos y desgarres durante las fases de comprensión y fallas normales en las etapas distensivas. Ciertos niveles, como las margas toarcienses y del Kimmeridgiense inferior y los tramos del Cretácico inferior pueden generar localmente disarmonías en el conjunto de la cobertera. Los materiales paleógenos van asociados a la cobertera jurásica y cretácica y aparecen plegadas con ella.

En el sector occidental de la hoja los materiales triásicos adosados al zócalo paleozoico se caracterizan por una tectónica tegumentaria. El Muschelkalk aparece plegado según direcciones ESE-ONO, adaptándose posiblemente a las fracturas y pliegues de fondo de los materiales paleozoicos. Hacia el Norte la cobertera jurásica presenta una tectónica de plegamiento y fractura, con fallas inversas y pliegues vergentes hacia el NNE. Hacia el NE las estructuras de la cobertera se incurvan describiendo un arco con concavidad hacia el Sur.

En la transversal de Aguilón las estructuras tienen un rumbo casi Este-Oeste, y en conjunto su geometría responde a un pliegue desarrollado en los materiales jurásicos con geometría encofrada, y repliegues secundarios en la zona de charnela, con acusada vergencia hacia el Norte. Esta se manifiesta muy claramente en el flanco inverso septentrional y en los cabalgamientos del Jurásico sobre el Cretácico y de éste sobre el Paleógeno. La geometría del conjunto sugiere un estilo tectónico de piel fina (*thin skinned*), con despegue de la cobertera respecto al zócalo y tegumento a nivel del Keuper. Hacia el Este se mantiene este dispositivo estructural, más o menos complicado por fallas longitudinales u oblicuas a los pliegues, aunque de manera no tan manifiesta al desarrollarse sobre materiales del Jurásico superior y del Cretácico inferior, parcialmente recubiertos por sedimentos postorogénicos.

En las calizas jurásicas del arco plegado en Aguilón son frecuentes las microestructuras tales como estilolitos, grietas de tracción y microdesgarres. En el sector situado en el Cerro de la Dehesa de las Mulas los

estilolitos tectónicos indican una dirección de acortamiento 45°, que corresponde a la dirección típicamente ibérica (pliegues NO-SE). En este sector, no obstante, las directrices cartográficas son E-O. En Aguilón, sin embargo, se observan dos familias de microestructuras. Las más modernas indican una dirección de acortamiento 165 (que genera estructuras de plegamiento ENE-OSO), y las más antiguas corresponden a una dirección de acortamiento casi E-O (87°), que se interpreta como microestructuras ibéricas giradas por efecto de la comprensión posterior. El arco plegado de Belchite-Aguilón correspondería a la reactivación de estructuras NO-SE y creación de nuevas estructuras E-O durante la fase de comprensión NNO-SSE, según el modelo propuesto por SIMON (1981) para el Arco de Beceite-Portalrubio.

2.2.3. Los depósitos postorogénicos

Ocupan la mayor parte de los sectores NO, central y SE de la hoja, recubren discordantemente a los materiales paleozoicos, mesozoicos y paleógenos estructurados durante los ciclos hercínicos y alpinos, y su disposición regional es básicamente subhorizontal.

2.3. CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES

2.3.1. El ciclo hercínico

Entre el Cámbrico y el Devónico la región fue un área marina fuertemente subsidente en la que se depositaron varios miles de metros de sedimentos esencialmente siliciclásticos en un ambiente somero. Al contrario de lo que sucede en otros sectores del Macizo Hercínico como la zona Galaico-Castellana, las series cambro-ordovícicas («Serie Ibérica») son muy potentes, y no hay evidencias de movimientos sárdicos ni de actividad ígnea.

La estructuración hercínica es polifásica. La fase de plegamiento principal es la primera, que se caracteriza en este sector por pliegues tumados o fuertemente vergentes hacia el Este. Esta fase se prolonga en una etapa de cabalgamientos y fallas inversas. Las estructuras generadas son deformadas por una segunda fase de plegamiento, homoaxial, aunque sus estructuras tienen una importancia menor. Localmente se encuentran estructuras atribuibles a fases tardías.

No hay criterios estratigráficos en el marco de la hoja de Azuara que permitan precisar la edad de las deformaciones hercínicas. regionalmente, la sedimentación es continua hasta el Devónico medio-superior. Los materiales carboníferos más antiguos del área de Montalbán son de

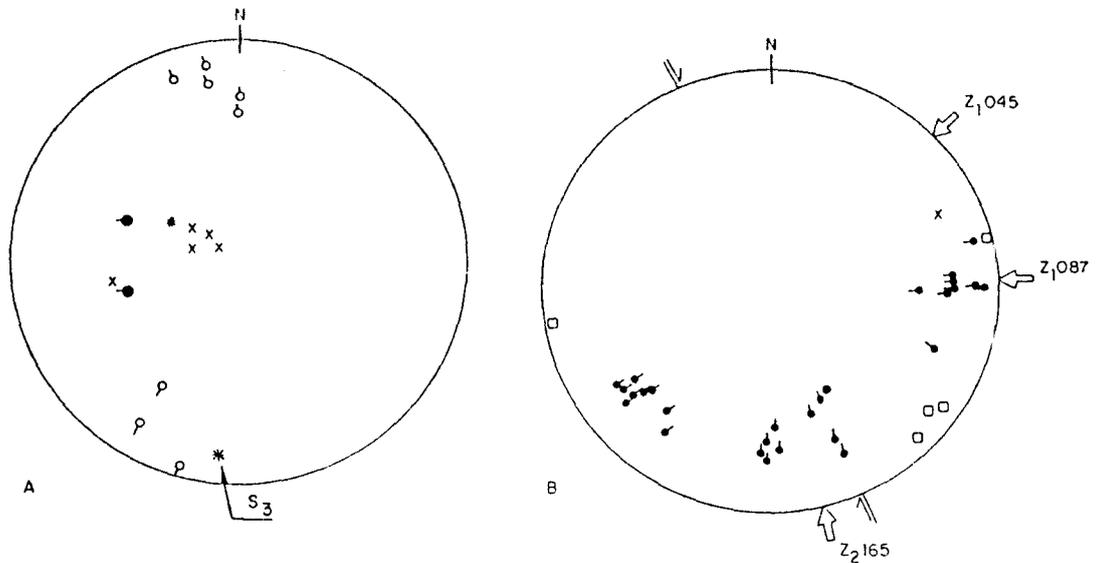
edad Namuriense y discordantes sobre el Devónico (QUARCH, 1975, en CARLS, 1983). Son sedimentos de facies *flysch*, con turbiditas y depósitos gravitacionales y contienen cantos de rocas probablemente Devónico terminal-Carbonífero. Con estos datos se deduce una edad probablemente Devónico terminal-Carbonífero inferior para la primera fase de deformación. La actividad tectónica se prolongaría durante parte del Carbonífero superior, como parece indicar el carácter sinorogénico de la serie Namuro-westfaliense.

Los depósitos permocarboníferos (Estefaniense-Autuniense) son postorogénicos, y se apoyan sobre un sustrato deformado y denudado. La sedimentación permocarbonífera, así como la actividad ígnea que tiene lugar en esta época (vulcanismo, intrusiones subvolcánicas) estuvieron controladas por la distribución y actividad de los sistemas de fallas tardihercínicas, que en principio se generaron en un ambiente de tectónica de desgarre para progresivamente adoptar un funcionamiento de bloques verticales.

2.3.2. El Ciclo Alpino

Desde el comienzo del Mesozoico el área estudiada, así como el conjunto de la Cordillera Ibérica, estuvo sometida a un régimen distensivo que condiciona la sedimentación triásica y jurásica primeramente en un ambiente de graben muy activo y posteriormente con el establecimiento de una plataforma carbonatada subsidente. Los macizos paleozoicos actuales fueron durante la etapa de *rifting* inicial bloques elevados controlados por fallas tardihercínicas, como atestigua la disposición de los carbonatos del Muschelkalk directamente sobre el zócalo paleozoico. Durante el Cretácico inferior tuvo lugar una serie de acontecimientos que interrumpen esta evolución, y que aunque no se puedan caracterizar adecuadamente en el marco de la hoja de Azuara son bien conocidos en el conjunto de la Cordillera. Son los movimientos Neokiméricos y Austrícos. Corresponden a una etapa de reactivación de las condiciones de *rifting* que induce una tectónica de bloques con movimientos diferenciales en la vertical. Esta actividad tectónica controló los dispositivos paleogeográficos y se enmarca principalmente en los intervalos Portlandiense-Barremiense y Albiense inferior-Albiense superior. Esta época de tectónica extensional coincide sensiblemente con la apertura del Golfo de Vizcaya y la rotación de Iberia. La fase Neokimérica marcó el inicio del proceso de *rifting* y la Austríca la deriva continental y el inicio de la contracción térmica.

La estructuración alpina de la región tuvo lugar durante el Terciario y se realizó también en varias fases. La datación de estas fases no es posible en la hoja de Azuara por la imprecisión del registro estratigráfico.



- A - Paleozoico ○ Pliegues de primera fase ; X Esquistosidad S_1 ; * Fallas inversas
 ● Pliegues tardios ; X/ Esquistosidad S_3 ;
- B - Mesozoico ● Estilolitos tectonicos ; ● Estratificación ; □ Grietas de traccion
 X Desgarre dextral

Fig. 10 Proyección estereografica de los datos microestructurales de la hoja de Azuara.

Regionalmente se conoce una fase de plegamiento que tuvo lugar en el Eoceno, correlacionable con la fase Pirenaica. En la hoja de Azuara esta fase podría estar relacionada con la discordancia de los depósitos paleógenos sobre el Cretácico inferior.

La fase principal de plegamiento en la Cordillera es de edad Oligoceno superior, Fase Castellana (PÉREZ GONZÁLEZ *et al.*, 1971) y generó estructuras NO-SE. Los pliegues de los materiales mesozoicos que están adosados al bloque paleozoico de SO de la hoja corresponde a esta fase, así como las microestructuras (estilolitos, desgarres y grietas) existentes en las calizas jurásicas que indican un acortamiento NE-SO a E-O.

La última fase de deformación registrada en la Cordillera tuvo lugar en el Mioceno inferior (Fase Neocastellana, AGUIRRE *et al.*, 1976), y en este sector corresponde a un acortamiento de la cobertera NNO-SSE, que produjo microestructuras, pliegues y cabalgamientos, así como el rejuego de los antiguos desgarres tardihercínicos del zócalo, con reactivación y giro de algunas de las estructuras de la fase anterior. El modelo dinámico propuesto para el Arco de Beceite-Portalrubio por SIMON (1979, 1981) es aplicable al Arco de Belchite-Aguilón.

Desde el Mioceno medio a la actualidad la región está sometida a condiciones de tectónica extensional. La sedimentación de los depósitos miocénicos tiene lugar en un ambiente distensivo, aunque sin duda el hundimiento de la vecina Depresión del Ebro está controlado también por la flexión litosférica inducida por la sobrecarga debida al engrosamiento cortical de las Cadenas pirenaica y celtibérica. La etapa de fracturación pliocena que deforma la superficie de erosión fundamental de la Cordillera Ibérica es identificable con la fase Iberomanchega de AGUIRRE *et al.* (1976), y corresponde a una reactivación importante de la tectónica extensional.

3. GEOMORFOLOGIA

Geomorfológicamente, la hoja de Azuara comprende dos grandes unidades. Por un lado los relieves montuosos de la parte Norte de la Cordillera Ibérica y, por otro, los correspondientes al relleno terciario del límite meridional de la Depresión del Ebro. Evidentemente, como veremos a lo largo de este capítulo, el contraste morfológico entre ambas es muy importante. Sin embargo, dentro de estos dos conjuntos se encuentran materiales muy variados, lo que lleva consigo la existencia de mayor número de unidades. A grandes rasgos, observaremos que existen diferencias notables entre los depósitos paleozoicos, mesozoicos-paleógenos y finalmente neógenos. Con objeto de describir las características más importantes que se han observado en el modelado de toda

esta hoja seguiremos el orden cronológico en que se han ido generando las distintas formas.

A lo largo de un amplio tramo del curso del Río Huerva (entre Villanueva y el Embalse de las Torcas) se observa la existencia de una superficie de erosión intramiocena (S_1) no exhumada, pero que debido a la acción encajante de este curso fluvial ha quedado al descubierto. Los materiales mesozoicos y paleógenos existentes en toda esta área se disponen con fuertes buzamientos. Sin embargo, se hallan arrasados por una superficie aproximadamente horizontal sobre la que se disponen los materiales miocenos conglomeráticos de facies de borde (SORIANO, 1982, y SORIANO y GUTIÉRREZ, 1983). Pero además de encontrar esta superficie de erosión sin exhumar en esa zona, en las proximidades de Herrera de los Navarros, se hallan (GAUBATZ, 1981), que están arrasadas. Estos restos parecen pertenecer también a la superficie intramiocena. Probablemente este nivel de arrasamiento corresponde con los denominados por SCHWENZNER (1937) «Dachfläche», GLADFELTER (1971) «A», PELLICER (1984) «Superficie de erosión de cumbres». La edad de su elaboración está comprendida entre el Oligoceno y el Mioceno, a partir de los restos paleontológicos hallados por PÉREZ *et al.* (1985).

Con posterioridad a la génesis de esta superficie erosiva se producen dos nuevas superficies de erosión-depósito durante el Terciario superior. La más antigua de ellas, a la que hemos denominado S_2 , se conserva muy bien en los materiales mesozoicos que se encuentran al Norte y Noreste de Aguilón, así como en las inmediaciones de Aladrén. Fuera de los límites de la hoja de Azuara se aprecia que en la parte oriental del anticlinal jurásico de Mezalocha la superficie erosiva que le afecta enlaza claramente con la superficie de la Plana de Zaragoza, constituida por materiales neógenos. Es decir, que la elaboración final de S_2 es sincrónica con el término del depósito de las calizas de la Plana de Zaragoza (SORIANO y GUTIÉRREZ, 1983). Dentro de la zona que nos ocupa el techo de la sedimentación parece constituirlo el Cerro del Artigazo, con lo cual éste sería un resto de la superficie de colmatación asociada con la superficie erosiva.

La elaboración de esta superficie de erosión (S_2) coincide con un período de relativa calma tectónica. En las etapas finales de su formación se producen movimientos que provocan la elevación de los marcos circundantes de la Depresión del Ebro. Esta diferencia de relieve motiva la erosión de las partes elevadas y la consiguiente sedimentación de los materiales denudados dentro de la Depresión. Estos depósitos detríticos corresponden con los existentes en los tramos superiores de la serie Neógena en la zona del Artigazo (GUTIÉRREZ, *et al.*, 1982). Estos movimientos son los premonitores de la etapa posterior de distensión radial que condiciona la morfoestructura fundamental de la Cordillera Ibérica y la Depresión del Ebro. Durante estos períodos se articularon tanto la

superficie de erosión como las superficies de colmatación, generando flexuras, fallas con expresión morfológica, basculamientos (GUTIÉRREZ *et al.*, 1986).

Con posterioridad a una parte de las deformaciones del Neógeno terminal que se reconocen más al Norte del área que nos ocupa (La Muela y La Plana) se produce una nueva etapa de aplanamiento S_3 que se halla encajada en la anterior y que arrasada las estructuras de dichos materiales (GUTIÉRREZ, *et al.*, 1986). En la zona del Artigazo el encajamiento alcanza unos 40 m. y afecta levemente a parte del Mesozoico de la zona. Por otro lado, su extensión no es demasiado grande, ya que se encuentra degradada.

Referente a la edad de estas superficies no existen datos paleontológicos mediante los cuales se puedan datar. Sin embargo, es posible efectuar una datación aproximada por la correlación de esta zona con otras áreas de la Cordillera Ibérica o a nivel peninsular. En general, en el resto de la Cadena Ibérica los distintos autores que han trabajado sobre el tema reconocen una única superficie de erosión y PEÑA *et al.* (1984) indican que por los restos fosilíferos de las proximidades de Tuel, su edad es de Plioceno superior. En la Meseta, SCHWENZNER (1937) y GLADFELTER (1971) identifican dos superficies de arrasamiento. La primera de ellas se elabora durante el Pontiense y la segunda en el Plioceno. Posteriormente, PÉREZ GONZÁLEZ (1981) asigna una edad de Aragoniense para el inicio de la primera superficie y la segunda se sitúa en el tránsito entre el Rusciniense y el Villafranquiense.

Posteriormente a la formación de estas superficies de erosión ya descritas se producen de nuevo movimientos tectónicos que traen como consecuencia el levantamiento relativo de la Cordillera Ibérica con respecto a la Depresión del Ebro. Esta generación de nuevos relieves provoca el inicio de una etapa de erosión-depósito, en la que se produce la denudación de los bordes montuosos y la acumulación en la depresión de esos materiales, que denominamos pliocuaternarios. A partir del mapa geomorfológico se puede ver la localización de las dos zonas donde se han identificado. En el caso del generado al Sur de Herrera de los Navarros todavía se mantiene la morfología del glacis, si bien se encuentra muy disectado por la incisión lineal actual. La atribución del localizado al SO de Vistabella es algo más compleja, ya que se presenta como un pequeño cerro totalmente horizontal. Sin embargo, por sus características litológicas y por la altitud relativa a que se encuentra con respecto al Río Huerva pensamos que puede tratarse también de un resto de glacis pliocuaternario. Tanto los restos encontrados en Herrera como los de Vistabella están constituidos por grandes cantos y bloques de cuarcita con matriz arcillosa. En ambos casos las vertientes se hallan regularizadas, lo cual impide dar mayores datos acerca de sus características. Un aspecto muy importante de los depósitos pliocuaternarios es

que no presentan relación alguna con la red de drenaje cuaternaria. El origen de estos materiales parece que es debido a la formación de extensos abanicos aluviales cuyo ápice se encontraba en las sierras paleozoicas. No se han encontrado restos paleontológicos contenidos en ellos, con lo cual no se puede determinar su edad con exactitud, aunque depósitos de características similares a éstos han sido datados como Villafranquiense en Villarroya y en la Depresión de Puebla de Valverde-Sarrión.

Después de la formación del Pliocuatrnario tiene lugar durante el Cuaternario una serie de etapas erosivas y de depósito que traen como consecuencia la formación de gran variedad de modelados. Por una parte, se genera gran número de modelados estructurales, y por otra, una serie de niveles acumulativos de terrazas y glacia.

Como ya se indicó al comenzar este capítulo dedicado a la Geomorfología, los modelados observados en las rocas sedimentarias varían dependiendo de la resistencia o susceptibilidad de los estratos para la erosión, así como también es muy importante la disposición que presentan. Debido a que en la hoja de Azuara existen dos grandes unidades, la Cordillera Ibérica y la Depresión del Ebro se encuentran dos tipos principales de modelados estructurales. Por una parte, un modelado plegado desarrollado en los materiales de la primera, y por otra, unas formas tabulares de mayor o menor extensión que se forman sobre los depósitos horizontales o subhorizontales que están rellenando la depresión.

La litología de los materiales que integran el Paleozoico en esta zona está constituida fundamentalmente por cuarcitas y pizarras. Las primeras, debido a su mayor resistencia, destacan fuertemente en el paisaje y están representadas en la cartografía geomorfológica mediante líneas de capa dura y cuestas. El buzamiento de estas cuarcitas suele ser muy elevado y su dirección variable (desde casi N-S a NO-SE). Por el contrario, las pizarras, debido a que son más fácilmente erosionables, producen un relieve alomado.

El relieve que afecta a los depósitos mesozoicos es de tipo jurásico. En él se producen unas formas típicas y específicas de las que vamos a señalar cuáles son las más abundantes. Cuando un río atraviesa las zonas elevadas perpendicularmente pueden producirse gargantas muy profundas que se denominan *cluses* (proximidades de Aladrén, Aguilón). Si se forman valles en la parte superior de un anticlinal, y siguiendo su dirección, recibe el nombre de *combe* (en el anticlinal de Aguilón se observan varios ejemplos de este tipo). En los flancos de los anticlinales hay pequeños torrentes que no llegan a alcanzar la divisoria de aguas y que reciben el nombre de *ruz*. Entre ellos quedan restos de capas denominadas *chevrans*. Los *ruz* son la forma más abundante, ya que aparecen en todos los afloramientos mesozoicos de esta zona. En cambio, los *chevrans* se limitan a las inmediaciones de Aguilón. Otro modelado ca-

racterístico es el de las cuestas, *hog-backs* y barras que se generan cuando existen variaciones de resistencia frente a la erosión de los materiales plegados. La diferencia entre ellos estriba en la distinta inclinación de las capas. Estas formas se observan tanto en Aladrén (sobre Muschelkalk y Paleógeno) como en Aguilón (sobre Jurásico). En ambos lugares se aprecia el paso sucesivo de *hog-backs* a barras en el sentido de la dirección de las capas. Este hecho es muy frecuente en modelados estructurales.

Los modelados horizontales tienen de igual modo gran importancia, ya que ocupan aproximadamente la mitad de la extensión de esta hoja. Observamos, de acuerdo con su extensión, dos formas principales: las plataformas estructurales y las mesas. Las primeras de ellas son superficiales, que coinciden con el plano superior de una roca dura. Normalmente existe un contraste litológico acentuado, siendo en general los materiales inferiores más blandos. Además, se precisa también el que tenga una amplia extensión. Como podemos ver a partir de la cartografía, la mayor parte de esta zona de la Depresión del Ebro está constituida precisamente por plataformas estructurales, cuya capa superior está formada por conglomerados. Las de mayor extensión se encuentran entre las localidades de Herrera y Azuara. En realidad, en el pasado todo ello constituiría una extensa plataforma que hoy día se encuentra muy disecada por la red fluvial. Es muy frecuente encontrar en sus vertientes gradas que están constituidas por una sucesión de cornisas y taludes de vertiente suave. Se observa en las plataformas una clara inclinación hacia el NE en el caso de las desarrolladas al N y E de Herrera, mientras que la que se halla próxima a Tosos buza hacia el N. En lo que respecta a la génesis de las mesas, es la misma que para las plataformas, sólo que su extensión es muy pequeña debido a la intensa disección fluvial que han sufrido. En general, la mayoría de las mesas observadas se encuentran formadas a partir de carbonatos.

Las formas acumulativas cuaternarias ocupan poca extensión en esta hoja. En el Río Huerva, además de la llanura de inundación observamos tres niveles de terrazas, si bien el único que es continuo en todo este tramo del cauce es el inferior (nivel que en la cartografía realizada no se ha separado de la llanura de inundación). Se encuentran mejor representados en la margen derecha del río, sobre todo en las inmediaciones de la localidad de Tosos. Se hallan constituidas por cantos de composición cuarcítica y carbonatada y por arenas. Asociado con el nivel más alto de terraza se desarrolla un glacis de muy poco recorrido, cerca ya del límite de la hoja.

El Río Cámaras es el otro cauce importante que queda englobado parcialmente en esta hoja. Su trazado es el de un río *braided*. En él, además de la llanura de inundación, se han reconocido dos únicos niveles de terraza desarrollados en su margen izquierda. Están formados por

MAPA GEOMORFOLOGICO



LEYENDA

MODELADO ESTRUCTURAL

PALEOZOICO

- Cuestas
- Líneas de capa dura

MESOZOICO Y PALEOGENO

- Barras
- Cuestas y hog-backs
- Líneas de capa dura
- Chevrons

NEOGENO

- Plataformas y mesas detriticas
- Plataformas y mesas carbonatadas

SUPERFICIES DE EROSION

- Superficie intramiocena (IS₁)
- Superficie S₂
- Superficie S₃ sobre Neógeno detrítico
- Superficie S₃ sobre Neógeno carbonatado

FORMAS ACUMULATIVAS

PLIOCUATERNARIO

- Glacis

CUATERNARIO

- Glacis
- G₁
- G₂
- G₃
- G₆
- Terrazas
- Llanura de inundacion y T₁
- T₂
- T₃
- Vertientes
- Regularizadas
- Desnudas
- Conos de deyección
- Conos de deyección

OTRAS FORMAS

- Barrancos de incision lineal
- Valles de fondo plano
- Escarpes de 100 m
- Escarpes de 100 m
- Escarpes en Cuaternario
- Nucleo de poblacion

AUTOR: M. Guiterrez Etorzo



cantos y bloques de cuarcita englobados en una matriz arcillosa. Relacionado con el nivel de terraza alto se encuentra un nivel de glacis que es continuo durante buena parte de este tramo, pero cuya longitud no alcanza los 500 m.

Además de estos glacis que hemos mencionado, y cuyos niveles de base son claramente los ríos Huerva o Cámaras, se observan otros que o bien no presentan una conexión directa con ninguno de los dos o bien lo hacen fuera de los límites de esta hoja. De este modo, en las proximidades del Cerro del Artigazo se desarrolla un glacis hacia el Norte y que parece corresponderse con el nivel de terraza 6 del Río Huerva. En el extremo NO se halla otro nivel de glacis que corresponde con el nivel general desarrollado en el Campo de Cariñena, su nivel de base es el Río Jalón, relacionándose con la terraza inferior de este río. Por otra parte, entre las localidades de Aguilón y Azuara, y al Sur de esta última, observamos otro glacis que en ningún momento presenta conexión directa ni con el Río Huerva ni con el Cámaras. A pesar de ello, lo hemos designado también como glacis 2.

Otro aspecto interesante es la importante regularización de vertientes que se observa en casi toda la superficie del mapa. En varias zonas dentro de la Cordillera Ibérica, como por ejemplo entre Luesma y Vistabella, se encuentran vertientes de bloques, lo que indica su origen periglacial. Del mismo modo son frecuentes los canchales.

La red fluvial actual se encuentra incidiendo y remodelando a todos los materiales que quedan comprendidos en esta hoja. En general, vemos que se trata de redes de tipo dendrítico. Hay que señalar que la mayor parte de esta red está constituida por valles de fondo plano («valles»), que presentan un gran desarrollo en la zona Este del mapa. Alguno de ellos se encuentra disectado por profundos barrancos. En las desembocaduras de gran cantidad de estos barrancos y *valles* se generan pequeños conos de deyección, como se puede observar en el curso del Río Huerva y especialmente en el del Cámaras. Además de todos los anteriores observamos otros modelados a pequeña escala y, por tanto, no cartografiables. De esta manera en bastantes tramos de la margen derecha del Río Cámaras se aprecia la existencia de relieves tipo «malla», condicionados por la fracturación que presentan los conglomerados y areniscas neógenos. También se han reconocido *tafonis* y alveolos en los niveles detríticos finos de esta misma zona.

4. PETROLOGIA

4.1. ROCAS SUBVOLCANICAS (1)

Las escasas rocas subvolcánicas, con reducida extensión, que afloran en esta hoja, son el dique de Vistabella y dos intrusiones aisladas al NNO de Luesma (laderas del Arroyo de Val), ambos situados en el cuadrante SO de la hoja.

El afloramiento situado al E de Vistabella atraviesa materiales ordovícicos (areniscas, cuarcitas y pizarras) bastante plegados. Ambos, dique y encajante, están afectados por dos fallas que determinan desplazamientos de escala métrica. Los contactos son netos y no se observa un significativo metamorfismo de contacto en el encajante. Son frecuentes los enclaves con diversidad de tamaños (desde 1 cm. a 10 cm. de diámetro) y litología (predominan las cuarcitas y son aislados los de granito calco-alcalino). Una red de filoncillos de calcita, de orden centimétrico, está bien representada según las principales familias del diaclasado en el dique.

Los dos diques del Arroyo del Val presentan notable alteración y la topografía dificulta el estudio de los contactos. La alteración es bastante generalizada (carbonatación, silicificación, ferruginización) y modifica notablemente la paragénesis mineral (uralitización y cloritización en máficos y sericitización en plagioclasas).

Petrográficamente corresponden a andesitas piroxénicas, con variable contenido en anfíbol, siendo dominante la plagioclasa (60-70 por 100). Tienen textura porfídica, dolerítica y cierto carácter fluidal. Son frecuentes xenocristales de cuarzo. La notable analogía petrológica de estas rocas con las presentes en la hoja de Moyuela (núm. 366) sugiere que su edad de emplazamiento sea la del Stephaniense-Pérmico según se expone en la Memoria de esta última hoja.

5. HISTORIA GEOLOGICA

Este capítulo está dedicado a explicar de manera sintética los procesos que a lo largo del tiempo tuvieron lugar en la zona, conjugando los procesos sedimentarios con los tectónicos, sin entrar en detalles en cada uno de ellos, que ya han sido estudiados en los capítulos correspondientes.

Dado que simultáneamente se han realizado las vecinas hojas de Moyuela (466) y Belchite (440) la información que de la zona se dispone nos permite una visión más global.

Los sedimentos más antiguos que se encuentran pertenecen al Cámbrico superior, Formación Valconchán (2), que junto con los del Ordovícico inferior se depositan en una plataforma somera donde se reconocen llanuras arenosas, fangosas o mixtas. Los niveles cuarcíticos de la Formación Borrachón (3) corresponderían a canales de marea.

Este mismo dispositivo se mantiene durante el Arenig, con aumento de las barras que darán lugar a la Cuarcita Armoricana (6) y con una interrupción en la sedimentación a techo de ésta que origina un oolito ferruginoso.

Durante el resto del Ordovícico la sedimentación se realiza en una plataforma somera con mareas y oleaje que se profundiza en ocasiones (Margas de Briozoos) o se someriza dando arrecifes (Calizas de Cistoides) hasta emerger, produciéndose la dolomitización de estos niveles.

Las mismas características de plataforma vuelve a repetirse durante el Silúrico inferior, en cuyas llanuras fangosas aparecen episodios de barras (Cuarcita Blanca del Llandovery).

En la hoja de Azuara está representado el Devónico, únicamente en sus términos inferiores (Formación Luesma). Durante el Pérmico, y como consecuencia de la tectónica distensiva, se producen emisiones volcánicas de carácter calco-alcalino.

La sedimentación en facies Buntsandstein, que se inicia en el Triásico corresponde a un modelo tectosedimentario del tipo Aulacógeno (ALVARO *at al.*, 1978).

El relleno de la cuenca no fue sincrónico, mientras en las zonas próximas se depositaban facies Bunt, se había instaurado una extensa plataforma somera, que da lugar a la sedimentación en facies Muschelkalk.

Se producen episodios de barras y canales que podían aislar *lagoons* hipersalinos, facies de canales mareales y sedimentos intermareales altos a supramareales.

Posteriormente, la sedimentación se produce en llanuras litorales muy extensas, con desarrollo de lagunas efímeras salinas y sedimentación evaporítica. Se depositan así las facies Keuper.

La serie Jurásica, que aflora completa en toda la zona, se ha subdividido, a partir de discontinuidades estratigráficas de gran magnitud, en secuencias deposicionales.

La primera secuencia que abarca el Lías como período cronoestratigráfico está limitada y comprendida entre la discontinuidad que se produce en la base, localmente erosiva, entre el Rethiense y el Lías y la discontinuidad que representa el oolito ferruginoso con concentración de fauna en el tránsito Lías-Dogger.

Otras discontinuidades de menor orden permiten separar, dentro de esta primera secuencia, otras unidades. La primera de estas unidades menores está constituida por las brechas, dolomías y carniolas de la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña (15) y las calizas de la Formación

Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (16), que termina en una superficie ferruginizada y perforada.

Otra unidad menor es la constituida por las Formaciones Margas grises del Cerro del Pez y Calizas Bioclásticas de Barahona (17), que termina igualmente en una superficie ferruginosa tras un período de sedimentación en una plataforma externa de baja energía.

La tercera unidad de esta primera macrosecuencia estaría constituida por la Formación Alternancia de margas y calizas de Turmiel (18) y Mb. Casino de la Formación Carbonatada de Chelva (19), ya que a techo de este miembro se desarrolla el *oolito ferruginoso* y niveles de concentración de faunas que caracteriza el tránsito Lías-Dogger.

Esta primera secuencia tiene un carácter general transgresivo, no sólo en el conjunto de la secuencia, sino en cada una de las unidades consideradas independientemente, teniendo en cuenta que hay períodos regresivos intercalados que permiten diferenciar las unidades y que se interpretan, más que como tales períodos regresivos, como detenciones momentáneas en el desarrollo de la transgresión.

La segunda secuencia se independiza como tal al estar limitada a techo y muro por dos oolitos ferruginosos, el inferior sólo reconocible en algunos puntos (corte de Aguilón, hoja de Azuara 439) y el superior denominado, a escala regional, Oolito ferruginoso de Arroyofrío y en el que se produce concentración de fauna. Ambos niveles de interrupción sedimentaria estarían incluidos en la Formación Carbonatada de Chelva, en sus partes medias y, por tanto, abarca la casi totalidad del Dogger.

La tercera secuencia que correspondería al Malm, se inicia en el Oolito ferruginoso de Arroyofrío y aunque regionalmente abarca hasta el Cretácico inferior (Valangiense) en el ámbito de las hojas estudiadas está erosionado el techo y sólo alcanzaría como máximo al Portlandiense inferior.

A esta secuencia corresponde el Mb. Yátoba de la Formación Carbonatada de Chelva, la Formación Margas de Sot de Chera (20), la Formación Ritmita calcárea de Loriguilla (21) y la Formación Calizas con Oncolitos de Higuieruelas (22).

La segunda y tercera secuencias se organizan en la vertical con un marcado carácter *Shoaling upward*, iniciándose con depósitos masivos típicos de plataforma externa para terminar con sedimentos de aguas muy someras con emersiones esporádica, y lo mismo ocurre con las unidades superiores de la primera secuencia; sin embargo, el inicio de esta primera secuencia es una sedimentación en aguas someras en ambientes restringidos y finaliza con depósitos de plataforma somera.

Después de la regresión que tiene lugar a finales del Jurásico tiene lugar la sedimentación de materiales Cretácicos, de los que afloran en la hoja los términos inferiores en F. Weald que corresponden a un relleno

de cuenca en medio continental con influencias marinas que se manifiestan en pasadas calcáreas.

La sedimentación en el Terciario, asociada a la Tectónica, permite definir diversas unidades tectosedimentarias en el sentido de MEGIAS (1982) separadas por rupturas en sentido amplio (discordancia angular, disconformidades, paraconformidades o simplemente cambio en la evolución secuencial) y agrupadas en unidades inferior, media y superior por PÉREZ et al. (1985).

La evolución de la unidad inferior responde a una evolución retrogradante-progradante que se asocia a una actividad tectónica acelerada-de-sacelerada sincrónica al depósito de la unidad. Sus variaciones de potencia y de distribución están condicionadas por la existencia de un alto de orientación Este-Oeste (macizo Jurásico), que cabalga a la unidad inferior, es decir, ésta se deposita en el marco de una compresión aproximadamente Norte-Sur.

La unidad media presenta una evolución positiva compleja con una geometría en *onlap* que refleja una retrogradación del sistema deposicional.

La fase de deformación que tuvo lugar en el Mioceno inferior (Neocastellana, AGUIRRE *et al.*, 1976) propiciará la formación de nuevos abanicos aluviales. A partir de estos momentos hasta el Cuaternario la Tectónica es distensiva, produciéndose una sedimentación de relleno de cuenca en facies de abanico aluvial, fluvial, de playas, palustres, palustres-lacustres y lacustres que colmatan las cuencas.

En el Plioceno, una etapa de deformación (reactivación de la tectónica extensional) que se identifica con la fase Iberomanchega de AGUIRRE *et al.* (1976) dará origen en el Plioceno superior y Cuaternario a la formación de depósitos de abanico con morfología de glacia.

La red fluvial cuaternaria se jerarquiza sobre los depósitos pliocuaternarios originando en su encajamiento terrazas y glacia-terrasa.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA Y CANTERAS

Actualmente, la actividad minera en la zona es nula, no obstante, en épocas recientes, han existido explotaciones permanentes u ocasionales de bario en los siguientes puntos: 2 km. al SO de Aladrén en las formaciones Valconchán y Borrachón. En las proximidades de Herrera de los Navarros, bario y hierro en la Cuarcita Armoricana. Cobre entre los kilómetros 32 y 33 de la carretera Herrera-Luesma y en el Cabezo de los Cerrajones. Hierro en el Cabezo del Portichuelo.

6.2. Hidrogeología

Hidráulicamente la hoja estudiada pertenece a la Cuenca del Ebro y de los principales ríos que la recorren, el Huerva vierte sus aguas directamente al Ebro por su margen derecha en las proximidades de Zaragoza, y el Cámaras se une al Aguasvivas en la hoja de Belchite.

La precipitación media de la zona es de 500-700 mm./año pudiendo alcanzar 1.000 mm./año en la Sierra de Herrera, con una distribución irregular a lo largo del año.

Los ríos mencionados como principales presentan las siguientes particularidades:

- El Río Huerva tiene caudal permanente, se regula en el Embalse de las Torcas y juega un importante papel de recarga-descarga con los acuíferos que atraviesa.
- El Río Cámaras es de curso estacional muy influenciado por la esorrentía superficial del Paleozoico y desarrolla sobre el Terciario un amplio Cuaternario.

Hidrogeológicamente las formaciones que pueden constituir acuífero por su litología, extensión y/o potencia son las siguientes:

- *Muschelkalk superior (13)*: aunque su carácter dolomítico y la presencia de materiales impermeables en el muro le dan condiciones para constituir acuífero, su pequeña extensión y potencia condiciona que la capacidad de almacenamiento sea baja. Por otra parte habrá que tener presente que una explotación intensiva puede provocar salinización por la disolución de los yesos y margas yesíferas del Keuper suprayacente.
- *Carniolas de Cortes de Tajuña (15)*: Constituyen un buen acuífero, posiblemente el más importante de la zona, pues en esta formación se conjugan los siguientes factores: naturaleza dolomítica, karstificación, fracturación, muro impermeable (Formación Keuper), potencia entre 30 y 60 m., techo permeable y fracturado (Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas) con el que forma conjunto y amplía su capacidad de almacenamiento.
Su recarga se efectúa a través del Jurásico situado directamente encima y su descarga se realizará a los ríos y a los terciarios adosados.
- *Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (16)*: Constituye acuíferos con la formación anterior o por sí solo, debi-

do a su litología y su intensa fracturación. Se recarga fundamentalmente de la precipitación.

- *Terciarios*: Aunque en general no constituyen acuíferos importantes, cuando se trata de niveles arenosos y conglomeráticos pueden localmente ser interesantes.

Su recarga se realizará a partir de los cauces superficiales o lateralmente de los acuíferos jurásicos antes descritos. La descarga se efectuará a los cauces superficiales fundamentalmente y ocasionalmente a otros acuíferos infrayacentes.

En la explotación de los acuíferos mencionados hay que tener presente la estructuración del Jurásico en anticlinales con flanco norte verticalizado, las potencias y el niveles estático de la zona, con objeto de hacer coincidir la explotación con el máximo espesor de acuífero saturado.

El abastecimiento actual de la zona no presenta problemas graves, el regadío está muy poco desarrollado y para asegurar el futuro el Servicio Geológico de la Diputación Provincial de Zaragoza ha realizado sondeos de abastecimiento en las proximidades de Aladrén y unos 500 m. al Sur de Aguilón, en una posición que permitirá explotar la Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas y tal vez la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña, que como hemos visto son dos formaciones que constituyen buenos acuíferos.

7. BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE E.; DÍAZ MOLINA, M., y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976): «Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central española». *Trab. Neog. Cuatern.*, núm. 5, págs. 7-29.
- ALVARO M.; CAPOTE, R., y VEGAS, R. (1978): *Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica*. Acta Geol. Hispánica. Libro homenaje al profesor Solé Sabarís. Barcelona (en prensa).
- ARTHAUD, S., y MATTE, PH. (1977): «Late Paleozoic strike slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals». *Geol. Soc. Amm. Bull.* V. 88, págs. 1305-1320.
- BEGE, V. (1979): «Der Armorikanische Quarzit in Spanien (Paläogeographie, Fazies und Sedimentation des tieferen Ordoviziums)». *Diss. Math-naturwiss.* Fak. Univ. Heidelberg, 106 págs., láms. 1-13, 1-7, 2 mapas.
- BLUCK, B. J. (1967): «Deposition of some Upper Old Red Sandstone conglomerates in the Clyde area: A study in the significance of bedding». *Scott J. Geol.*, 3: 140-167.
- BOOTHROYD, J. C., y ASHLEY, G. M. (1975): «Process, bar morphology and sedimentary structures on braided outwash fans, northeastern Gulf of Alaska». In: JOPLING, A. V., y McDONALD, B. C. (Eds.): «Glaciofluvial and Glaciolacustre sedimentation». *S.E.P.M. Spec. Publ.* 23: 193-222.
- CARRERA, L. (1983): *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Oligoceno-Mioceno del SE de la Cuenca del Ebro*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 443 págs.

- CANEROT, J. (1974): *Recherches géologiques aux confins des chaînes Ibériques et Catalane (Espagne)*. Tesis doctoral, 517 págs. ENADIMSA, serie 5, núm. 4.
- CAPOTE, R. (1985): *La tectónica del Precámbrico inferior del Valle del Jalón*. XIX Curso de Geol. Práctica de Teruel, págs. 18-29. Gutiérrez Elorza y Peña, Edts. Teruel, 1985.
- CAPOTE, R., y GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1983): «La estructura en los afloramientos paleozoicos de la Cordillera Ibérica». En *Geología de España, Libro Jubilar J. M. Ríos*, tomo I, págs. 513-529.
- CARLS, P. (1962): «Erläuterungen zur geologischen Kartierung bei Luesma und Fombuena in den Östlichen Iberischen Ketten, NE Spanien». Dipl. Arb. Univ. Würzburg, 91 págs., figs. 1-29, 1 mapa geol., 3 figs. anexas (inédito).
- (1977): «The Silurian-Devonian boundary in northeastern and central Spain». In: MARTINSSON, A. (Ed.): «The Silurian-Devonian Boundary». *Internat. Un. Geol. Sci. (A)* 5: 143-158, figs. 1-7, Stuttgart.
- (1979): «Emsian-Eifelian Stratigraphy of the Eastern Iberian Chains». In: GARCÍA ALCALDE, J., & al. (Ed.): «Meeting of the International Subcommission on Devonian Stratigraphy», *Guidebook of the Field trip*: 35-39, figs. 1-4. Oviedo (Serv. Publ. Univ.).
- (1982): «Das kantabrische Devon und der Ibero-armorikanische Bogen aus keltiberischer Sicht». *N. Jb. Geol. Paläont., Abt.*, 163: 183-187, fig. 1, Stuttgart.
- (1983): «La Zona Asturoccidental-leonesa en Aragón y el Macizo del Ebro como prolongación del Macizo Cantábrico». En COMBA, J. M. (Edit.): «Libro jubilar J. M. Ríos» (3). Mem. Inst. Geol. Min. Esp., 11-32, fig. 1-6. Madrid.
- (1986): «Ein Vorschlag zur biostratigraphischen Redefinition der Grenze Gedinium/Siegenium und benachbarter Unter-Stufen». I. Teil: Stratigraphische Argumente und Korrelationen. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 87, 12 figs. (en prensa). Frankfurt am Main.
- CARLS, P., y GANDL, J. (1967): «The lower Devonian of the Eastern Iberian Chains (NE Spain) and the distribution of its Spiriferacea, Arcastavinae and Asteroptyginae». In: OSWALD, D. H. (Ed.): *Internat. Symp. Devonian Syst.*; Calgary, 1967, 2: 453-464, figs. 1-3; Calgary/Alberta (Alberta Soc. Petroleum Geologists).
- (1969): «Stratigraphie und Conodonten des Unter-Devons der Östlichen Iberischen Ketten (NE Spanien)». *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* V. 132 (2): 155-218, figs. 1-3, tab. 1, láms. 15-20. Stuttgart.
- COLOMBO, F. (1980): *Estratigrafía y sedimentología del Terciario inferior continental de las Catalánides*. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona, 609 págs.
- COMAS-RENGIFO, M. J. (1985): *El Pliesbachiense de la Cordillera Ibérica*.

- Tesis doctoral. Dept. de Paleontología Fac. de Ciencias Geol. Univ. Compl. de Madrid, págs. 1-591.
- EYNON, G., y WALKER, R. G. (1974): «Facies relationships in Pleistocene outwash gravels, southern Ontario: a model for bar growth in braided rivers». *Sedimentology*, 21: 43-70.
- FREYET, P., y PLAZIAT, J. C. (1982): «Continental carbonate sedimentation and Pedogenesis. Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France». *Contributions to Sedimentology*, núm. 12, 213 págs.
- GANDL, J. (1972): «Die Acastavinae und Asteropyginae (Tribolita) Keltiberiens (NE Spanien)». *Abh. senckenberg, naturforsch. Ges.*, 530, 1-184, figs. 1-20, láms. 1-15. Frankfurt am Main.
- GAUBATZ, R. (1981): *Erläuterungen zur geologischen Kartierung und Herrera de los Navarros. NE Spanien*. Dipl. Arb. Würzburg (inéd.).
- GLADFELTER, B. G. (1971): «Meseta and Campiña landforms in Central Spain. A geomorphology of the Alto Henares Basin». The University of Chicago. *Departament of Geological Research Paper*, núm. 130, 204 págs.
- GONZÁLEZ, A.; PARDO, G.; VILLENA, J.; PÉREZ, A. (1984): «Estratigrafía y Sedimentología del Terciario de la Cubeta de Alloza (Prov. de Teruel)». *Boletín Geológico y Minero*, XCV-V: 407-428.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1980): *Graptolitos del Ordovícico del Sistema Ibérico*. Tesis de licenciatura. Universidad Complutense de Madrid, 186 págs., figs. 1-8, láms. 1-13 (inédito).
- HAFENRICHTER, M. (1979): «Paläontologisch-Ökologische und Lithofazielle Untersuchungen des "Ashgill-Kalkes" (Jungordovizium) in Spanien. *Arb. Paläont. Int. Würzburg*, 3, 1-139, láms. 1-19. Würzburg.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1974): *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. IGME.
- KELLER, J. (1981): «Erläuterungen zur Geologischen Kartierung des Gebietes NE Luesma und der Sierra Herrera. (Prov. Zaragoza, Aragón)». Dipl. Arb. Univ. Würzburg, 1-108, figs. 1-23, láms. 1-10 (inédito).
- KISTNER, A. (1981): «Erläuterungen zur Geologischen Karte des Gebietes N. Vistabella in den Östlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien) Unveröff». Dipl. Arb., 81 págs. Würzburg.
- KOLB, S. (1978): «Erläuterungen zur geologischen Kartierung des Gebietes S. Cerveruela in den Östlichen, Iberischen Ketten (NE-Spanien)». Diplom. Arbeit Univ. Würzburg. 1-122, figs. 1-53, láms. 1-7, 1 mapa geol., 1 anexo (inédito).
- MCGOWEN, J. M., y GROAT, C. G. (1971): «Van Horn Sandstone, West Texas: an alluvial fan model for mineral exploration. Of economic Geology, the University of Texas at Austin». *Report of Investigations*, 72, 57 págs.
- MIAL, A. D. (1978): «Litofacies types and vertical profile models in braided

- rivers: a summary». In: MIAL, A. D. (Ed.): «Fluvial Sedimentology». Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 5 (697-604).
- MEGÍAS, A. G. (1982): «Introducción al análisis tectosedimentario: Aplicación al estudio dinámico de cuencas». V Congr. Latinoam. de Geol. Argentina. Actas I, págs. 385-402.
- MELÉNDEZ, G.; SEQUEIROS, L., y BROCHWICZ-LEWINSKI, W. (1982): «Lower Oxfordian in the Iberian Chain, Spain». Part. I: «Biostratigraphy and Nature of Gaps». *Bull. Ac. Pol. Sci. (Geol.)*, 32, págs. 1-12.
- PARGA, J. R. (1969): «Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo-Hespérico». *trab. Lab. Geol. Lage*, núm. 37, págs. 3-17.